

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

EXHUMATION ET ÉROSION MÉSOZOÏQUE DES ROCHES GRENVILLIENNES  
BORDANT LE RIFT ST-LAURENT, RÉGIONS DE QUÉBEC ET DE CHARLEVOIX -  
MISE EN ÉVIDENCE PAR DATATION (U-Th-Sm)/He SUR APATITE.

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
LAURA BOUVIER

AOÛT 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche Daniele Pinti (UQAM, GEOTOP) qui m'a permis de m'initier à la géochimie. Je lui suis reconnaissante pour sa patience et son soutien continu, et pour m'avoir fait découvrir les joies des congrès scientifiques.

Je tiens aussi à remercier Alain Tremblay (UQAM, GEOTOP), mon codirecteur de recherche pour son intérêt à mon projet et pour les discussions pertinentes qui m'ont permis d'avancer.

André Poirier (UQAM, GEOTOP) ainsi que Xavier Robert (Université de Grenoble, ISTerre) ont accepté de faire partie du jury évaluant ce mémoire, je les en remercie profondément.

Mes remerciements s'adressent également à Mary Roden-Tice (Université de Plattsburgh) ainsi que William Minarik (Université McGill, GEOTOP) pour les conversations constructives et leur grande disponibilité.

Je tiens également à remercier Bassam Ghaleb (UQAM, GEOTOP) pour son aide au développement de la méthode et pour les nombreuses conversations qui m'ont éclairé. Je remercie aussi Raphael Pik (CRPG) pour le temps consacré à mon projet et pour la transmission des connaissances lors de la formation que j'ai suivie au CRPG.

Je n'oublie pas non plus Raynald Lapointe pour son assistance technique durant mes séances d'analyse et également Michelle Laithier pour son aide si précieuse dans la création, souvent dans l'urgence, de mes différentes affiches.

Un gros merci à mes compagnons d'études, plus particulièrement Pauline, Christine, Morgann, avec qui il m'est arrivé de partager et de déguster de bons breuvages au Benelux.

Je n'oublie pas non plus Guillaume qui m'a soutenu tout au long de ma maîtrise, surtout dans les moments difficiles de la rédaction. Je tiens finalement à remercier mes parents et

mes sœurs qui malgré la distance, seront toujours là pour moi. Merci à tous ceux que je pourrais oublier...



## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX .....	xvii
RÉSUMÉ.....	xx
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET FAILLES DU RIFT SAINT-LAURENT .....	5
1.1 Le contexte géologique.....	5
1.1.1 L'orogène Grenvillien .....	6
1.1.2 Le système de rift Saint-Laurent .....	8
1.1.3 Les Basses-Terres du Saint-Laurent .....	9
1.1.4 Le cratère d'impact de Charlevoix .....	12
1.2 Les failles du système de rift Saint-Laurent .....	14
1.2.1 Les caractéristiques structurales .....	14
1.2.2 La réactivation des failles du rift Saint-Laurent .....	20
1.3 Conclusion .....	24
CHAPITRE II	
LA THERMOCHRONOLOGIE (U-Th-Sm)/He.....	25
2.1 Principe de la thermochronologie .....	25
2.1.1 Accumulation de l' <sup>4</sup> He.....	26
2.2 Influence de la diffusion chimique.....	30
2.2.1 Théorie de la diffusion chimique.....	30
2.2.2 Diffusion chimique de l' <sup>4</sup> He dans l'apatite .....	31
2.3 Rétention partielle de l'hélium dans l'apatite (HePRZ) .....	42
2.4 La Température de fermeture, T <sub>c</sub> .....	45
2.5 Distribution des isotopes pères et fils au sein des cristaux d'apatite.....	50
2.5.1 L'émission des particules α.....	50
2.5.2 Distribution des isotopes parents .....	56

2.6 Principe de la modélisation des données thermochronologiques .....	61
2.6.1 Modélisation directe .....	63
2.6.2 Modélisation inverse.....	67
2.7 Conclusion .....	70
CHAPITRE III	
LA MÉTHODE DE DATATION (U-Th-Sm)/He SUR APATITE.....	71
3.1 Echantillons d'apatites sélectionnés .....	71
3.1.1 Zone d'échantillonnage.....	71
3.1.2 Méthode d'extraction des apatites .....	73
3.1.3 Sélection des grains d'apatite pour datation.....	74
3.1.4 Préparation des échantillons d'apatite .....	82
3.2 Analyse de l' <sup>4</sup> He par spectrométrie de masse .....	84
3.2.1 Instrumentation pour l'analyse de l' <sup>4</sup> He .....	85
3.2.2 Standard interne pour l'analyse isotopique de l'hélium.....	88
3.2.3 Protocole expérimental pour l'analyse de l' <sup>4</sup> He .....	92
3.3 Analyse des isotopes pères par spectrométrie de masse .....	97
3.3.1 Méthode par fusion alcaline (Carignan et al., 2001).....	97
3.3.2 Méthode par attaque à l'acide nitrique (Reiners et Nicolescu, 2006).....	100
3.4 Précision et exactitude des âges et minéraux standards.....	102
3.4.1 Précision et exactitude des mesures isotopiques d'hélium.....	102
3.4.2 Précision et exactitude des mesures isotopiques des isotopes pères .....	103
3.4.3 L'apatite de Durango, un minéral standard courant .....	104
3.5 Méthode de modélisation des données thermochronologiques .....	106
3.5.1 Modélisation directe .....	107
3.5.2 Modélisation inverse.....	109
3.6 Conclusion .....	111
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS .....	113
4.1 Concentrations de l'hélium et des isotopes pères.....	113
4.1.1 L'hélium.....	113
4.1.2 Les isotopes pères (U, Th et Sm).....	117
4.2 Les âges (U-Th-Sm)/He.....	123

4.2.1 Calcul théorique de l'âge (U-Th-Sm)/He.....	123
4.2.2 Les âges (U-Th-Sm)/He des apatites de Durango .....	126
4.2.3 Les âges (U-Th-Sm)/He des apatites du rift Saint-Laurent.....	129
4.3 Résultats de la modélisation des données thermochronologiques.....	136
4.3.1 Modélisation directe .....	137
4.3.2 Modélisation inverse.....	139
4.4 Conclusion .....	147
CHAPITRE V	
DISCUSSION.....	148
5.1 Interprétation des données (U-Th-Sm)/He .....	148
5.1.1 Problèmes de dispersion des âges et causes possibles .....	148
5.1.2 Interprétation et comparaison des âges AHe et AFT .....	154
5.2 Principales phases d'enfouissement et de refroidissement .....	157
5.2.1 La période anté-triasique.....	157
5.2.2 Le Trias .....	158
5.2.3 Le Jurassique.....	159
5.2.4 Du Crétacé à l'actuel .....	160
5.3 Les causes de la réactivation du système de failles du rift Saint-Laurent .....	164
5.3.1 Le démantèlement de la Pangée et les premières phases de rifting de l'océan Atlantique .....	164
5.3.2 La transition rift-drift de l'océan Atlantique .....	164
5.4 Conclusion .....	166
CONCLUSION ET TRAVAUX ENVISAGEABLES .....	168
RÉFÉRENCES .....	174

## LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Ap 35 2007 à Ap 55 2007 : Emplacement des six échantillons datés par (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatite (Tremblay et al., 2013). Ils ont été prélevés le long des failles Saint-Laurent et Montmorency et forment trois transects orientés nord-ouest/sud-est ; un transect croisant la faille Montmorency et deux autres croisant la faille Saint-Laurent. Les échantillons Ap 54, 36 et 38 2007 ont été prélevés dans le mur des failles du rift tandis que les échantillons Ap 55, 35 et 37 2007 ont été prélevés dans le toit des failles du rift (modifiée de Tremblay et Roden-Tice, 2010). .....	6
1.2	Marmites (O) remplies de dépôt calcaire du Trenton dans un quartzite du socle, à la chute Montmorency. Cette figure d'érosion fluviale prouve que le socle était à l'affleurement à la fin du Précambrien et a subi une transgression marine rapide permettant le remplissage des marmites (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010). .....	7
1.3	Shatter cones observés dans le socle grenvillien. Cette structure rocheuse conique avec des stries convergentes (lignes noires) indique la présence d'un cratère d'impact (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010, région de Charlevoix). .....	13
1.4	Brèche à matrice clastique polymictique sous forme de dyke, recoupant ou suivant la stratification de la formation de Ste Irénée, un grès calcaireux à grains fins appartenant à la succession paléozoïque des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les brèches polymictiques dans la région de Charlevoix sont liées à l'impact météoritique (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010). .....	14
1.5	Discordance entre les calcaires du Trenton et le socle grenvillien, dans le mur de la faille Montmorency, proche de la chute Montmorency. La séquence sédimentaire des Basses-Terres est incomplète à cet endroit : le Potsdam, le Beekmantown et le Chazy sont absents (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010). .....	15

1.6	Diagramme en rose du système de rift Saint-Laurent dans la zone étudiée. (A) Orientation des failles du rift. Le diagramme indique que la majorité des failles de direction nord-est plongent vers le sud-est. (B) Valeur du pendage des failles du rift. (C) Valeur des pitchs des stries sur les plans de faille. N, nombre de données (d'après Tremblay et al., 2003). ....	16
1.7	Zone de roches cataclastiques typiques à Sault-au-Cochon, le long de la faille Saint-Laurent. L'épaisseur de cette zone avoisine 10-20 mètres (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010). ....	17
1.8	Brèche de faille avec des fragments du socle grenvillien, le long de la faille Saint-Laurent, dans la région de Charlevoix. L'échelle est donnée par le couteau Suisse (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010). ....	18
1.9	Vue rapprochée d'une ultracataclasite formée de fragments de roches millimétriques à centimétriques, dans la zone de faille exposée à Sault-au-Cochon, le long de la faille Saint-Laurent (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010). ....	19
1.10	Photographie de terrain et schéma montrant la coexistence de roches de faille cohésives et non-cohésives, le long de la faille Saint-Laurent, à Sault-au-Cochon (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).. ....	20
1.11	Chemins temps-température (t-T) modélisés pour les âges AFT obtenus sur les échantillons du socle grenvillien le long du rift Saint-Laurent (Tremblay et Roden-Tice 2010). FW : mur de la faille ; HW : toit de la faille (d'après Tremblay et Roden-Tice, 2010). La modélisation directe est calculée à partir des âges AFT obtenus et de la distribution des longueurs des traces de fission en utilisant le logiciel HeFTy (version 1.5.5) et les modèles cinétique de Ketcham et al. (2007b ; 2007a). ....	23
2.1	Contribution du $^{147}\text{Sm}$ dans les âges AHe (ou $^4\text{He}$ ) en fonction de eU (= U + 0,235 Th) sous la forme de la masse totale (A) ou sous la forme de concentration (B, points bleus) pour environ 3 079 échantillons d'apatites d'origines diverses. Dans la figure A, les points rouges représentent 136 échantillons de phosphates de météorites (apatites et whitlockites), les points bleus représentent 2600 échantillons d'apatites d'origine ignée ou métamorphique, les points verts représentent 170 échantillons d'apatites de Durango et les points jaunes représentent 173 échantillons d'apatites biogéniques. La figure B illustre la contribution du $^{147}\text{Sm}$ en fonction de la concentration en U (points rouges) et en eU (points bleus), les différents types d'apatites ne sont pas distinguables. (d'après Reiners et Nicolescu, 2006). ....	29

2.2	Relation d'Arrhenius dérivée des expérimentations de Zeitler et al. (1987) où l' $^4\text{He}$ est libéré progressivement en chauffant le standard de Durango (modifiée de Faure et Mensing, 2004). ....	32
2.3	Modélisation des âges (U-Th-Sm)/He dans une section crustale, entre 0 et 3 km de profondeur, en supposant un gradient géothermique de $25^\circ\text{C}/\text{km}$ et une température ambiante de $10^\circ\text{C}$ . Les lignes continues et pointillées représentent respectivement les âges pour des cristaux de $90\ \mu\text{m}$ et de $30\ \mu\text{m}$ de rayon (modifiée de Reiners et Farley, 2001). ....	35
2.4	Représentation d'un cristal d'apatite et de sa forme cristalline, un prisme hexagonal. Le cylindre correspond au volume le plus approprié pour la modélisation de la diffusion volumique de l'hélium à travers les grains d'apatite, où $r$ , le rayon de diffusion, correspond à la demi-largeur du grain (modifiée de Kasanzu et al., 2011). ....	36
2.5	Valeurs du coefficient de diffusion ( $\log_{10}(D/a^2)$ ) extrapolées à des températures situées entre $150^\circ\text{C}$ et $30^\circ\text{C}$ en fonction du logarithme décimal de la concentration en $^4\text{He}$ ( $\log_{10}([^4\text{He}])$ ). Chaque cercle gris et chaque triangle gris correspondent à la cinétique de diffusion d'un échantillon extrapolée respectivement à $50^\circ\text{C}$ et $110^\circ\text{C}$ . La ligne en pointillé représente les résultats du modèle de régression linéaire basé uniquement sur la relation d'Arrhenius. La courbe noire représente le modèle empirique de "piégeage" de l'hélium, qui tient compte de l'effet des dommages de radiation sur l' $^4\text{He}$ (modifiée de Shuster et al., 2006). ....	39
2.6	Modèle schématique de l'influence potentielle des sites isolés des dommages de radiation sur la cinétique de l'hélium. Si $r/a = 1$ , l'atome est à la surface du cristal. $\text{He}_f$ représente l'atome libre dans la matrice cristalline non endommagée, $\text{He}_i$ représente l'atome piégé dans les dommages radiations. $E_a$ est l'énergie d'activation pour une diffusion volumique sans dommages de radiation et $E_i$ est l'énergie nécessaire aux atomes d'hélium de s'extirper des sites vacants (modifiée de Shuter et al., 2006). ....	40
2.7	Evolution temporelle de l' $^4\text{He}$ lors du refroidissement d'une roche. La température de fermeture est associée à l'âge de refroidissement. La PRZ correspond à la zone où le système est partiellement ouvert à la diffusion (modifiée de Dodson, 1973). ....	42
2.8	Evolution de l'âge AHe sur apatite en fonction de la température pour un temps de rétention de 50 Ma à température constante. La zone de rétention partielle (HePRZ, zone grisâtre) est définie comme la gamme de température pour laquelle l'âge AHe varie entre 10 % et 90 % du temps de rétention appliqué, soit entre 5 et 45 Ma (modifiée de Wolf et al., 1998). ....	42

- 2.9 Evolution des âges AHe en fonction du temps pour des apatites maintenues à la même température, pour différentes valeurs. Dans le graphique du haut, les apatites ne sont censées présenter aucune concentration d'hélium. Dans le graphique du bas, les apatites sont supposées avoir un âge AHe initial de 100 Ma. Les courbes non légendées représentent des températures de rétention de 25°C et 40°C (modifiée de Wolf et al., 1998)..... 44
- 2.10 Température de fermeture ( $T_c$ ) de l'hélium en fonction de la taille des cristaux d'apatite et du taux de refroidissement.  $T_c$  est calculée en supposant  $E_a = 33$  kcal/mol et  $D_0 = 50$  cm<sup>2</sup>/s et une géométrie sphérique de la diffusion de l'hélium. La région grisâtre indique la gamme de  $T_c$  observée typiquement dans la nature (modifiée de Farley, 2002). ..... 47
- 2.11 Modélisation de l'évolution de l'âge AHe (·····) pour quelques chemins temps-température caractéristiques (——). Toutes ces histoires thermiques aboutissent à un âge AHe identique de 40 Ma. La 1<sup>ère</sup> histoire thermique peut être appliquée à des roches volcaniques. La 2<sup>ème</sup> histoire thermique est typique d'une exhumation par érosion. La 3<sup>ème</sup> histoire thermique peut être appliquée à une exhumation tectonique des roches. Il en va de même pour la 4<sup>ème</sup> histoire thermique, mais les deux épisodes de refroidissement sont plus lents. La 5<sup>ème</sup> histoire thermique peut s'appliquer à un bassin sédimentaire en subsidence qui ensuite est réactivé tectoniquement (modifiée de Wolf et al., 1998). ..... 49
- 2.12 Effets de l'éjection des particules  $\alpha$  sur le profil de concentration d'hélium dans un grain d'apatite de la forme idéale d'un prisme hexagonal. Le centre du cercle désigne le site de l'isotope parent tandis que le périmètre désigne les positions possibles de la particule après émission. Le graphique du bas désigne schématiquement comment l'émission  $\alpha$  affecte la rétention des particules sur le tracé A-A' (modifiée de Farley, 2002)..... 51
- 2.13 Effet de l'émission des particules  $\alpha$  sur la rétention de l'hélium dans une apatite sous la forme d'un prisme hexagonal avec un rapport longueur/largeur de 3. La rétention des particules diffère légèrement en fonction de la série de désintégration (<sup>238</sup>U et <sup>232</sup>Th). En raison des énergies de désintégration similaires entre la série du <sup>232</sup>Th et de l'<sup>235</sup>U, les deux courbes sont confondues. L'évolution de la fraction retenue en fonction de la taille a été calculée en se basant sur l'équation 2.7 (modifiée de Farley, 2002). ..... 54
- 2.14 Image obtenue au microscope électronique à balayage d'une apatite provenant d'une charnockite, proche de Sault-au-Cochon, à l'ouest de la bordure du rift Saint-Laurent. Cette apatite présente de nombreuses traces de fission (trait noir au sein du cristal) dont la distribution spatiale est non homogène, soulignant ainsi la zonation de l'U (photographie prise au MEB à l'UQAM, 2012)..... 57



- 2.15 Images d'analyses au microscope électronique à balayage de trois apatites provenant de la même graniodorite, du craton Kaapvaal en Afrique du Sud (les images de gauche sont produites à partir d'un détecteur d'électron rétrodiffusé ; tandis que les images de droite sont des images de cathodoluminescence). La barre d'échelle, identique aux deux types d'images, est de 100  $\mu\text{m}$ . Ces trois apatites présentent différents types de zonation plus ou moins complexes. La tache lumineuse de l'image C indique une importante inclusion de zircon (d'après Boyce et Hodges, 2005). ..... 61
- 2.16 Exemple de modélisation inverse établie par Ketcham (2005) à partir du logiciel de modélisation HeFTy. Les rectangles de différents formats sont les boîtes de contraintes utilisées pour délimiter temporellement et spatialement les chemins t-T créés. (A) Chaque ligne représente un chemin t-T créé lors d'une simulation Monte Carlo. Les chemins (t-T) en gris clair et en gris foncé ont respectivement des résultats "acceptables" et "bons". (B) Les enveloppes en gris foncé et en gris clair représentent respectivement les enveloppes de confiance d' $1\sigma$  et de  $2\sigma$ . L'enveloppe de confiance d' $1\sigma$  constitue le meilleur intervalle de confiance et contient tous les chemins thermiques plausibles que la roche a pu suivre au cours de son histoire géologique (d'après Ketcham, 2005). ..... 69
- 3.1 Apatites séparées des roches-hôtes du socle grenvillien situées le long des failles du rift Saint-Laurent (vu sous loupe binoculaire). ..... 74
- 3.2 Analyse qualitative d'une inclusion au MEB. (A) Image au MEB d'une apatite de l'échantillon Ap 54 2007 présentant des inclusions (parties les plus lumineuses à la surface du grain). La zone d'analyse correspond à l'inclusion indiquée par le cercle rouge. (B) Le spectre d'analyse chimique permet d'estimer le type d'inclusion : un phosphate de terre rare, probablement une monazite (photographies réalisées au MEB du laboratoire LAMIC). ..... 75
- 3.3 Série de cristaux d'apatite provenant des roches du socle grenvillien, le long du rift Saint-Laurent. Les apatites de la partie supérieure forment des grains automorphes et appropriés à la datation (U-Th-Sm)/He. Comparativement, les apatites de la partie inférieure forment des grains xénomorphes ou brisés, avec une géométrie complexe qui sont inappropriés à la datation (U-Th-Sm)/He. Les croix représentent le point d'analyse du faisceau d'électrons primaires pour l'obtention du spectre de rayons X (photographies réalisées au MEB du laboratoire LAMIC). ..... 77



- 3.4 Analyse qualitative de la zone de teinte rouille sur une apatite de l'échantillon Ap 55 2007. (A) Image noir et blanc d'une apatite présentant une surface hétérogène causée par la patine rouille. (B) spectre d'analyse chimique permettant d'estimer la composition de la « croûte rouille » de l'apatite : un oxyde de fer ou un carbonate de fer. La croix représente le point d'analyse du faisceau d'électrons primaires pour l'obtention du spectre de rayons X (photographies réalisées au MEB du laboratoire LAMIC). ..... 78
- 3.5 1<sup>ère</sup> phase de tri des grains d'apatite sous loupe binoculaire avec un grossissement de x10 à x40. Les grains sélectionnés sont déposés sur une lame mince pour subir une seconde vérification au microscope en lumière naturelle (Laboratoire de recherche de micropaléontologie, GEOTOP). ..... 79
- 3.6 Matériel utilisé pour la seconde phase de tri des apatites : microscope, caméra et logiciel Leica pour le traitement des images des grains d'apatite (Laboratoire de recherche de micropaléontologie, GEOTOP). ..... 79
- 3.7 Observation au microscope de grains d'apatite de l'échantillon Ap 37 2007, en lumière naturelle. (A) Observation de deux types d'inclusions minérales. (B) Observation d'une inclusion minérale, d'inclusions fluides et d'une patine de couleur rouille, probablement des oxydes/carbonates de fer. (C) Le cristal d'apatite automorphe représente le cas idéal pour la datation (U-Th-Sm)/He, avec une absence d'inclusions, une forme proche du prisme hexagonal et une dimension adéquate. (D) Mesure des dimensions d'une apatite subautomorphe à l'aide de l'application Leica Suite. .... 80
- 3.8 Insertion des apatites dans la capsule de platine à l'aide d'une pince, sous loupe binoculaire. Un montage à base de carton et de fil de couture permet de maintenir la capsule de platine à la verticale (Laboratoire de recherche de micropaléontologie, GEOTOP). ..... 82
- 3.9 (A) Zone d'extraction des gaz avec le four, le thermocouple et le contrôleur de température. (B) Détail du four et du porte-échantillon (tube en acier connecté à la ligne de purification) (Laboratoire GRAM, GEOTOP). - La zone de purification des gaz : ..... 86
- 3.10 Système d'analyse isotopique de l'  $^4\text{He}$  avec la zone d'extraction des gaz, la zone de purification et la zone d'analyse par spectrométrie de masse. J1 et J2 correspondent respectivement à la jauge de pression Pirani + Bayard-Alpert et la jauge de pression Baratron, pip1 correspond à la micropipette du réservoir de standard d'hélium pur, Gt1 correspond au piège d'oxyde de titane, Gt2 et Gt3 correspondent aux pièges en alliage de vanadium-zirconium-fer (Laboratoire GRAM, GEOTOP)..... 87

3.11	Principe du spectromètre de masse quadripolaire.....	88
3.12	(A) Evolution temporelle du signal d'hélium pour différentes doses de micropipette du standard d' <sup>4</sup> He pur lors de 3 essais de linéarité. Le signal n'est pas linéaire et diminue au cours du temps (B) Evolution temporelle de la sensibilité pour les trois mêmes essais de linéarité La sensibilité du spectromètre de masse diminue au cours du temps et passe de 0,3268 A/mbar à 0,1153 A/mbar en 62 jours.....	91
3.13	La variation du courant ionique (A) en fonction de la masse atomique (amu) centrée sur la masse 4 permet de lire le pic d'hélium à l'aide du logiciel QUADSTAR. Plus le pic forme un plateau, plus la résolution est bonne. De plus, la symétrie du pic ainsi que son amplitude sont aussi des facteurs importants pour la qualité du pic d'hélium.....	96
3.14	Evolution temporelle du courant lors de l'analyse au spectromètre de masse quadripolaire. Cette analyse isotopique de l'hélium a été réalisée pour une apatite de Durango. La valeur du courant ionique, proportionnelle à la quantité d' <sup>4</sup> He, est donnée par l'ordonnée à l'origine, soit $2,00 \times 10^{-8}$ A.....	96
3.15	(A) Matériels nécessaires à l'attaque à l'acide nitrique : les <i>Savillex</i> où est réalisée la dissolution des échantillons et la 1 <sup>ère</sup> dilution ; la micropipette pour le prélèvement de l'acide et de l'eau doublement distillée ; les tubes à essai utilisés pour la 2 <sup>ème</sup> dilution. (B) Zoom sur un <i>Savillex</i> et son contenu, une capsule de platine immergée dans une solution acide. (photographies prises en salle blanche, dans les laboratoires du GEOTOP).....	101
4.1	Teneurs en hélium des séries d'échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent obtenues dans le toit et le mur des failles Montmorency et Saint-Laurent, le long des trois transects. L'incertitude de 1% a été reportée mais n'est pas visible à l'échelle de ce diagramme. ....	114
4.2	Concentration en hélium (mol/g) des échantillons d'apatite de Durango analysés au CRPG (Durango-Ap-30, -31, -32) et au GEOTOP (DUR01 Ap XX 2007 YY). L'incertitude de 1 % a été reportée mais n'est pas visible à l'échelle de ce diagramme. ....	116
4.3	Teneurs isotopiques en U, Th et Sm des séries d'échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent obtenues dans le toit et le mur des failles Montmorency et Saint-Laurent, le long des trois transects. L'incertitude de 5 % a été reportée mais n'est pas visible à l'échelle de ce diagramme.....	120

4.4	Concentrations en $^{238}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ et $^{147}\text{Sm}$ des échantillons d'apatite de Durango analysés au CRPG (Durango-Ap-30, -31, -32) et au GEOTOP (DUR01 Ap XX 2007 Y) reportées avec leur incertitude de 5 %. Le rapport Th/U des échantillons d'apatite de Durango peut être comparé au rapport typique de $18 \pm 0.5$ (McDowell et al., 2005).....	122
4.5	Erreur relative $\Delta t/t$ du calcul direct de l'âge AHe en fonction de l'âge et du rapport Th/U de l'échantillon. Pour les échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent, l'erreur relative maximale est estimée à 0,02 % (d'après Meesters et Dunai, 2005). ....	125
4.6	Rapport Th/U des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent. 9 échantillons sur 14 (dont tous ceux du mur des failles) présentent des rapports Th/U inférieurs à 1 ; 2 échantillons du toit des failles présentent cependant des rapports Th/U compris entre 6 et 7.....	125
4.7	Âges (U-Th-Sm)/He des apatites de Durango analysées au CRPG et au GEOTOP (losanges bleus) avec l'application de l'incertitude de 15 % basée sur la reproductibilité des âges (barres d'erreurs bleues). La plage jaune associée au trait rouge représente l'âge moyen des échantillons d'apatite de Durango avec l'incertitude, soit $29,96 \pm 4,56$ Ma ( $2\sigma$ ). La plage verte associée au trait vert représente l'âge moyen obtenu par McDowell et al. (2005) avec l'incertitude, soit $31,20 \pm 2,02$ Ma ( $2\sigma$ ). ....	129
4.8	Âges (U-Th-Sm)/He non corrigés et corrigés des échantillons situés dans le mur et le toit des failles Montmorency et Saint-Laurent. Les cercles violet clair et violet foncé représentent les âges AHe non corrigés obtenus respectivement dans le toit et le mur de ces failles. Les losanges vert clair et vert foncé représentent les âges AHe corrigés obtenus respectivement dans le toit et le mur. L'incertitude de 15 % est représentée par les barres d'erreurs. ....	133
4.9	Représentation des 4 trajets t-T des séries d'échantillons sélectionnées pour la modélisation directe : Ap 55 2007 2, Ap 54 2007 2, Ap 35 2007 3 et Ap 36 2007 2. La modélisation a été exécutée à partir du programme HeFTy, version 1.6.7 (Ketcham, 2009).....	138
4.10	(A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé bleu avec des cercles bleus) de l'échantillon Ap 35 2007, prélevé à Sault-au-Cochon, dans le toit de la faille Saint-Laurent. (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé.....	143

- 4.11 (A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé rouge avec des cercles rouges) de l'échantillon Ap 36 2007, prélevé à Sault-au-Cochon, dans le mur de la faille Saint-Laurent (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé.....143
- 4.12 (A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé bleu discontinu avec des triangles bleus) de l'échantillon Ap 55 2007, prélevé à la chute Montmorency, dans le toit de la faille Montmorency. (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé. ....145
- 4.13 (A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé rouge discontinu avec des triangles rouges) de l'échantillon Ap 54 2007, prélevé à la chute Montmorency, dans le mur de la faille Montmorency. (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé. ....146
- 5.1 Évolution de la teneur en hélium en fonction de la concentration eU (ppm) pour les échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent. Les échantillons Ap 35 2007 1 et 3 n'apparaissent pas dans la fenêtre graphique puisque leurs concentrations en  $^4\text{He}$  et en eU sont beaucoup trop élevées, mais sont pris en considération dans la courbe de tendance bleue. ....152
- 5.2 Comparaison des résultats de datations (U-Th-Sm)/He sur apatites et AFT des échantillons du rift Saint-Laurent (modifiée de tremblay et al., 2010). Seuls les âges AHe pris en considération pour l'interprétation géologique sont représentés.....157

- 5.3 Évolution du système de failles du rift Saint-Laurent entre 250 et 160 Ma (schéma A-C). Les points noirs représentent la position relative de la paire d'échantillons analysés dans le toit et le mur des failles du rift Saint-Laurent. Les lignes noires pointillées représentent les isothermes de la croûte supérieure. BTSL = Basses-Terres du Saint-Laurent. Le rejet induit des failles du rift du Saint-Laurent est estimé à environ 2 km (modifiée de Tremblay et al., 2013).. .....157
- 5.4 Localisation des bassins sédimentaires du Trias supérieur-Jurassique inférieur avec les plutons et les fractures de la marge passive est de l'Amérique du Nord (McHone, 1996). Le rift Saint-Laurent a été ajouté à la carte. On remarque que la géométrie du rift Saint-Laurent est similaire aux bassins d'effondrement dont l'axe est situé à plus de 500 km à l'est. Ceci permet donc de comprendre que le système de rift Saint-Laurent peut avoir une histoire tectonique proche de celle des bassins d'effondrement, durant le Mésozoïque (d'après Tremblay et al., 2013)... .....157



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Paramètres de diffusion chimique de l' $^4\text{He}$ dans l'apatite pour la datation (U-Th-Sm)/He.....	33
2.2 Distance d'arrêt des particules $\alpha$ à travers des grains d'apatite (modifié de Farley et al., 1996) .....	50
2.3 Paramètres pour le calcul FT pour un prisme hexagonal d'apatite (modifié de Farley, 2002).....	53
2.4 Variation relative des âges (%) par rapport à un âge AHe corrigé par le facteur FT de manière conventionnel pour les cinq histoires thermiques caractéristiques modélisées par Wolf et al. (1998 ; fig. 2.11) (modifié de Dunai, 2005).....	56
3.1 Description et localisation des six échantillons prélevés le long des failles majeures du Rift Saint-Laurent et analysés par méthode (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatite (Tremblay et al., 2013).....	73
3.2 Taille et nombre de grains d'apatite analysés pour les séries d'échantillons d'apatites, Ap XX 2007 YY, situés le long des failles du rift Saint-Laurent. Lorsque le grain d'apatite est considéré comme une sphère lors de la modélisation, r correspond au rayon (section 2.6).. .....	81
3.3 Poids des séries d'échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent mesurés à l'aide d'une microbalance CAHN C32.....	83
3.4 Poids des apatites de Durango mesurés à l'aide d'une microbalance CAHN C32... .....	84
3.5 Paramètres permettant la détermination de la pression partielle et du nombre de moles d' $^4\text{He}$ contenu dans la micropipette du standard d'hélium pur.....	89

3.6	Résultats d'analyse des isotopes pères à McGill sur ICP-MS par méthode de fusion alcaline. Blc = blanc ; les apatites de Durango encapsulées ont été analysées deux fois. L'apatite de Durango libre (WM) a été fournie par William Minarik. Les concentrations isotopiques en ppm d'U et de Th ne sont pas corrigées des blancs d'analyse.....	99
4.1	Concentrations isotopiques en hélium des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent. $n(4\text{He}$ réelle) représente le nombre de moles d'hélium par gramme d'échantillon d'apatite et corrigé du facteur de correction (fC1-2) et du blanc d'analyse associé.....	115
4.2	Concentrations isotopiques en hélium des échantillons du standard Durango. $n(4\text{He}$ réelle) représente le nombre de moles d'hélium par gramme d'échantillon d'apatite et corrigé du facteur de correction (fC1-2) et du blanc d'analyse associé.....	116
4.3	Concentrations isotopiques en U, Th et Sm des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent. La concentration en ppm a été corrigée des blancs spécifiques à chaque série d'analyse. ....	119
4.4	Concentrations isotopiques en U, Th et Sm des échantillons d'apatite de Durango. La concentration en ppm a été corrigée des blancs spécifiques à chaque série d'analyse.....	121
4.5	Présentation des âges (U-Th-Sm)/He des échantillons d'apatite de Durango avec et sans la contribution en Sm. Présentation de la contribution de chaque isotopes pères dans la formation d'hélium radiogénique et calculée selon l'équation 4.6 (McDowell et al., 2005).....	128
4.6	Âges (U-Th-Sm)/He non corrigés des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent, calculés à partir de la méthode de calcul de Meesters et Dunai (2005). La contribution du $^{147}\text{Sm}$ dans les âges AHe est également donnée pour chaque série d'échantillons.....	134
4.7	Comparaison des âges (U-Th-Sm)/He corrigés en fonction du traitement appliqué (simultané ou séquentiel) pour l'effet de l'émission des particules $\alpha$ sur l'âge. On a reporté les valeurs FT utilisées pour le traitement séquentiel, pour avoir une estimation de la correction de l'émission des particules $\alpha$ sur les âges AHe... ..	135

- 4.8 Ages AHe finaux comparés aux âges AFT, déterminés par Tremblay et al. (2013).  $r$  correspond au rayon de la sphère, géométrie employée pour la forme du cristal lors de la modélisation directe des données (U-Th-Sm)/He. Les valeurs FT sont reportées pour permettre une estimation de la correction de l'émission des particules  $\alpha$  sur les âges AHe. Les échantillons en gras sont ceux retenus pour l'interprétation ; les autres échantillons présentent des âges anomaux causés par différents effets expliqués dans la section 5.1.1.....136
- 4.9 Comparaison entre les données thermochronologiques mesurées et modélisées lors de la modélisation directe avec les tests K-S et GOF. Les données AFT proviennent de Tremblay et al. (2013).....139



## RÉSUMÉ

Le système de rift Saint-Laurent situé à l'est du Bouclier canadien est une zone sismiquement active délimitée par des failles crustales majeures formées lors de l'ouverture de l'océan Iapetus (entre 620 Ma et 570 Ma). Ces structures sont traditionnellement décrites comme des failles normales. Par manque de contraintes chronologiques isotopiques et l'absence de strates post-ordoviciennes, il est difficile de déterminer quand et comment ces structures ont rejoué. Ces dernières recoupent cependant le cratère d'impact de Charlevoix, suggérant une réactivation post-dévonienne. Les premiers âges par traces de fission (TF) sur apatites obtenus suggèrent la formation d'un mouvement normal puis inverse des failles du rift durant ou après le début du Jurassique.

Dans le but de compléter l'histoire de la réactivation de ces structures depuis les derniers 200 Ma, nous avons obtenu les premiers âges (U-Th-Sm)/He sur apatite (âge AHe) réalisés sur les mêmes échantillons employés pour la datation par traces de fission. Les données thermochronologiques obtenues proviennent d'échantillons prélevés dans le socle grenvillien, dans le mur et le toit des failles Montmorency et Saint-Laurent, selon trois localités situées entre la ville de Québec et la région de Charlevoix. Les roches du mur des failles ont ainsi livré des âges (U-Th-Sm)/He du Crétacé inférieur qui varient entre  $121,9 \pm 18,5$  Ma et  $110,6 \pm 16,8$  Ma ( $2\sigma$ ), alors que les âges AFT (Apatite Fission Track) varient entre  $200 \pm 20$  et  $184 \pm 19$  Ma. Les roches du toit des failles ont livré des âges (U-Th-Sm)/He du Crétacé inférieur qui varient entre  $138,8 \pm 21,1$  Ma et  $119,6 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ ), tandis que les âges AFT varient entre  $152 \pm 17$  Ma et  $149 \pm 14$  Ma.

L'absence de discontinuité dans les âges AHe du Crétacé inférieur indique que l'inversion tectonique ne s'étend pas au-delà du Jurassique supérieur. La modélisation inverse des données AHe et AFT a permis de reconstituer plus en détail l'histoire thermique des roches que ne peut le faire les données AFT seules. Le modèle établi confirme ainsi la réactivation des failles en jeu normal durant le Trias (d'environ 250 à 200 Ma), suivie par une inversion tectonique au cours du Jurassique qui ne s'étend pas au-delà du Crétacé (d'environ 200 à 160 Ma). Les résultats AHe impliquent une phase d'érosion du Crétacé à l'Éocène qui affecte uniformément les roches localisées dans le toit et le mur des failles du rift, phénomène non prévisible avec les âges AFT. La réactivation des failles normales du rift est attribuée à une extension durant le démantèlement de la Pangée et les phases de rifting de l'océan Atlantique au Trias, alors que l'inversion tectonique semble être une conséquence lointaine d'un raccourcissement lithosphérique durant la phase rift-drift de l'océan Atlantique.

Mots-clés : (U-Th-Sm)/He, apatite, Système de rift Saint-Laurent, failles, réactivation tectonique et érosion à long terme.

## INTRODUCTION

Localisé sur la bordure est du Bouclier canadien, le système de rift Saint-Laurent est une zone sismiquement active (Adams et Basham, 1989), délimitée par des failles crustales majeures. Orienté NE-SO, le rift forme un demi-graben avec une direction de plongement vers le SE (fig. 1.1). Il relie les grabens d'Ottawa-Bonnechère et de la rivière Saguenay, tous deux interprétés comme des fossés tectoniques (aulacogènes) reliés à l'ouverture de l'Océan Iapetus (fig. 1.1). Les structures bordant le rift sont interprétées comme des failles normales (Rondot, 1989). Elles longent la Rive-Nord du Saint-Laurent jusqu'à environ 100 km au nord-est de la ville de Québec et à partir de ce point, deviennent des structures sous-marines qui se prolongent dans l'estuaire du Saint-Laurent (Tremblay et al., 2003).

L'évolution tectonique de ce système de failles est encore aujourd'hui mal contrainte et c'est dans cette optique que s'insère mon travail de maîtrise. Ces failles semblent dans un premier temps avoir été formées lors de la phase de rifting de l'océan Iapetus (613 à 570 Ma ; Cawood et al., 2001 ; O'Brien et van der Pluijm, 2012) et diverses études géochimiques et structurales suggèrent qu'elles se soient réactivées depuis de manière épisodique mais ne permettent pas de définir quand et comment ces structures ont joué. (Lavoie, 1994 ; Lemieux et al., 2003 ; Carignan et al., 1997 ; Tremblay et al., 2003, 2013 et Mazzotti et al., 2005). Les données de terrain le long de ces structures (Tremblay et al., 2013) montrent également la coexistence de roches cohésives et non-cohésives qui est vraisemblablement reliée à un épisode de réactivation : les roches non-cohésives étant possiblement liées à un (ou des) épisode(s) de rupture plus jeune(s). Les relations de terrain dans la région de Charlevoix suggèrent aussi une réactivation de ces structures postérieure au Dévonien (Lemieux et al., 2003), âge présumé de l'impact météoritique de Charlevoix (Rondot, 1968). L'absence de strates plus jeunes que l'Ordovicien et le manque de contraintes d'âge précis sont un frein sérieux à la reconnaissance précise d'épisodes d'exhumation tectonique post-ordoviciens. Des contraintes géochronologiques sont donc nécessaires pour délimiter temporellement et spatialement la réactivation des structures du rift Saint-Laurent.

Les méthodes de thermochronologie de basses températures sont très utiles pour l'estimation des taux de dénudation dans les zones continentales stables (Harman et al., 1998; Kohn et al., 2002 ; Osadetz et al., 2002 ; Belton et al., 2004 et Flowers et al., 2006) et pour la reconnaissance d'épisodes d'exhumation tectonique (Mc Innes et al., 1999 ; Roden-Tice et Wintsch, 2002 ; West Jr. et Roden-Tice, 2003 ; Cogné et al., 2013 et Tremblay et al., 2013), spécialement les datations par traces de fission et par (U-Th-Sm)/He sur apatite. Ces deux méthodes permettent en effet de reconstruire l'histoire thermique des roches dans la croûte supérieure grâce à la datation du passage de cette roche à une température spécifique au système, appelée température de fermeture. Elle est de  $75^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$  pour le système AHe (Wolf et al., 1996) et de  $110^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$  pour le système AFT (Wagner, 1968). Cette température est associée à un âge AHe ou AFT de refroidissement et correspond à la température maximale en-dessous de laquelle est rendu possible l'accumulation des produits de désintégration au sein du cristal. Plus spécifiquement, la méthode (U-Th-Sm)/He sur apatites se base sur la production d' $^4\text{He}$  lors de la désintégration en série de l' $^{238}\text{U}$ , l' $^{235}\text{U}$  et le  $^{232}\text{Th}$  et par la désintégration  $\alpha$  du  $^{147}\text{Sm}$ . La température joue un rôle sur la rétention de ce produit de désintégration dans le réseau cristallin. A haute température, i.e. au-delà de  $80^{\circ}\text{C}$ , l'hélium est libéré par diffusion aussi rapidement qu'il est produit par désintégration, les âges AHe restent pratiquement nuls (Farley, 2002). Entre 80 et  $40^{\circ}\text{C}$ , l'arrêt de la diffusion de l'hélium est progressif et ce domaine de température définit la zone de rétention partielle de l'hélium (HePRZ). A des températures inférieures à  $40^{\circ}\text{C}$ , l'hélium est quantitativement retenu et les âges AHe reflètent le temps de refroidissement de la roche (Farley, 2002). Il est donc possible de contraindre l'évolution thermique des roches entre  $\sim 80$  et  $40^{\circ}\text{C}$ , i.e. dans la croûte superficielle, en utilisant des modèles d'inversion basés sur les données AHe.

Les datations par traces de fission sur apatites à partir de 54 échantillons provenant du socle grenvillien ont permis de mettre en évidence la réactivation des structures majeures du rift Saint-Laurent (les failles Montmorency et Saint-Laurent) et du Graben du Saguenay (les failles Lac-Kénogami et de la rivière Sainte-Marguerite ; Tremblay et al., 2013). Selon Tremblay et al. (2013), deux épisodes de réactivation des failles ont ainsi débuté à la fin du Trias et se sont poursuivis pendant le Jurassique et éventuellement jusqu'au début du Crétacé. Les données de traces de fission sur apatites ne permettent pas de délimiter la fin de l'exhumation tectonique puisque cette méthode ne peut fournir d'informations sur le

refroidissement des roches pour des températures situées en-dessous de 60°C (i.e. dans la croûte superficielle). En revanche, la méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite est sensible à une gamme de température comprise entre 80 et 40°C, ce qui équivaut à des profondeurs d'environ 1 à 4 km, selon le gradient géothermique. Ce système de basse température permet alors de fournir des informations supplémentaires sur les derniers stades de refroidissement de la roche. Mon projet de maîtrise a donc pour objectif de délimiter la fin de cette période de réactivation jurassique mais également de déceler d'éventuels épisodes d'exhumation postérieurs, à partir de la méthode (U-Th-Sm)/He sur apatites. Les âges (U-Th-Sm)/He sur apatites ont donc été établis à partir des mêmes échantillons que ceux analysés pour les traces de fission par Tremblay et al. (2013). La datation (U-Th-Sm)/He sur apatite a été réalisée sur 6 échantillons prélevés dans le socle grenvillien, dans le mur et le toit des failles majeures du rift Saint-Laurent, les failles Montmorency et Saint-Laurent, selon trois localités situées entre la ville de Québec et la région de Charlevoix.

Ce mémoire de maîtrise compte 5 chapitres. D'abord, on rappellera les différents événements géologiques ayant affecté la partie est du Bouclier canadien appartenant à la zone d'étude (chap. 1), permettant ainsi de connaître le contexte globale de formation du rift Saint-Laurent et son évolution au cours du Paléozoïque. On détaillera également les études structurales et géochimiques réalisées sur les failles du rift Saint-Laurent (chap. 1). Cette seconde partie mettra en évidence le manque de contraintes chronologiques précis, soulignant ainsi la nécessité d'employer des méthodes thermochronologiques pour délimiter temporellement et spatialement les épisodes d'exhumation tectonique. On présentera donc les principes de la thermochronologie et plus particulièrement ceux de la méthode de datation (U-Th-Sm)/He sur apatite, utilisée pour répondre à la problématique énumérée précédemment (chap. 2). La majorité du travail réalisé dans le cadre de cette maîtrise fut la mise sur pied d'un laboratoire de thermochronologie permettant la détermination d'âges (U-Th-Sm)/He sur apatite. On décrira ensuite la mise en place des trois principales étapes d'analyse de cette méthode : la sélection et la mesure des grains d'apatites puis la mesure par spectrométrie de masse des teneurs en  $^4\text{He}$  et en  $^{238}\text{U}$ , en  $^{232}\text{Th}$  et en  $^{147}\text{Sm}$  (chap. 3). On présentera ultérieurement les âges (U-Th-Sm)/He obtenus et les résultats de la modélisation directe et de l'inversion basés sur les données de traces de fission (Tremblay et al., 2013) et les données (U-Th-Sm)/He de ce projet (chap. 4). On discutera enfin des interprétations qualitatives et

quantitatives et des implications possibles de ces différents types de données thermochronologiques (âges AHe et modélisations inverses des données AHe et AFT) pour finalement les intégrer dans des observations géologiques indépendantes et considérer les mécanismes potentiels à l'origine de la réactivation des failles du rift Saint-Laurent (chap. 5).

## CHAPITRE I

### LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET FAILLES DU RIFT SAINT-LAURENT

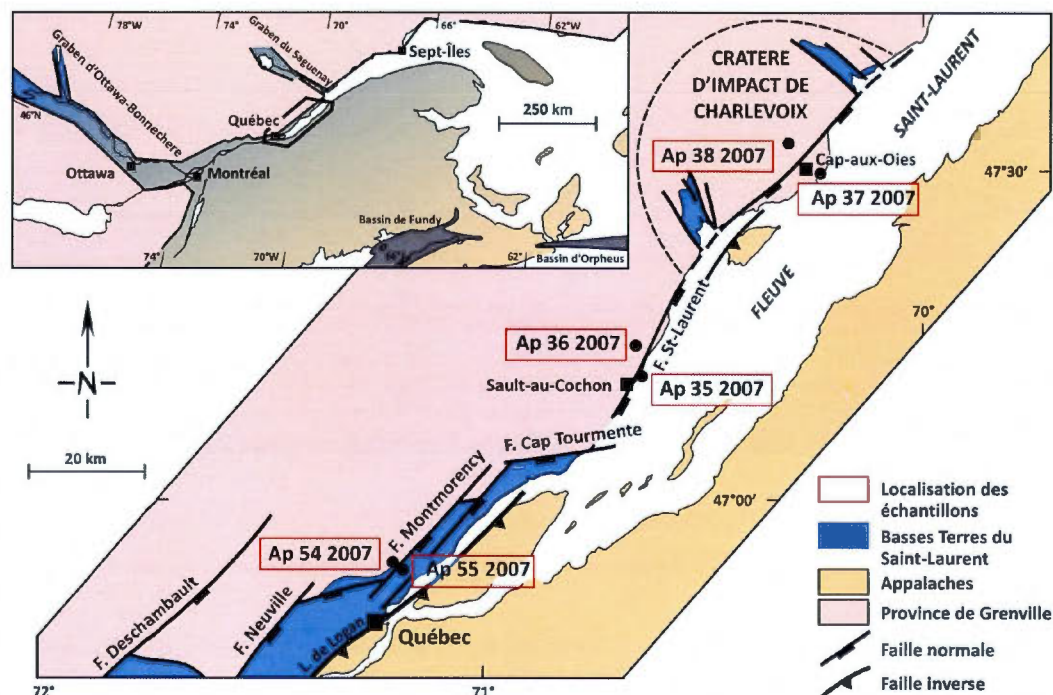
Dans ce premier chapitre, on rappellera les différents événements géologiques ayant affecté la partie est du Bouclier canadien appartenant à la zone d'étude. On présentera brièvement la formation de la province de Grenville, avec la mise en place du Complexe du Parc des Laurentides. Par la suite, on décrira la mise en place du rift Saint-Laurent et des grandes structures associées, sujet de cette étude. On présentera ensuite l'histoire géologique et les différentes lithologies des Basses-Terres du Saint-Laurent. On décrira également le cratère d'impact de Charlevoix, et ses relations structurales avec les failles bordières du rift. On terminera ce chapitre par une présentation des études structurales et géochimiques réalisées sur les principales failles du rift Saint-Laurent. On détaillera ainsi les premiers résultats de datations par traces de fission sur apatite réalisées le long des failles majeures du rift (Tremblay et al., 2013).

#### 1.1 Le contexte géologique

Le secteur d'étude des failles bordières du rift Saint-Laurent est localisé le long du fleuve Saint-Laurent et s'étend sur environ 100 km, de la ville de Québec à la région de Charlevoix (fig. 1.1). Les failles cassantes associées au rift sont traditionnellement décrites comme des failles normales (Rondot, 1989). Ces structures délimitent grossièrement la Province de Grenville au nord-ouest, et les Basses-Terres du Saint-Laurent, au sud-est (fig. 1.1). Elles recoupent le plus souvent le socle cristallin grenvillien, mais également des vestiges sus-



jacents des formations sédimentaires cambro-ordoviciennes des Basses-Terres du Saint-Laurent.



**Figure 1.1** Ap 35 2007 à Ap 55 2007 : Emplacement des six échantillons datés par (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatite (Tremblay et al., 2013). Ils ont été prélevés le long des failles Saint-Laurent et Montmorency et forment trois transects orientés nord-ouest/sud-est ; un transect croisant la faille Montmorency et deux autres croisant la faille Saint-Laurent. Les échantillons Ap 54, 36 et 38 2007 ont été prélevés dans le mur des failles du rift tandis que les échantillons Ap 55, 35 et 37 2007 ont été prélevés dans le toit des failles du rift (modifiée de Tremblay et Roden-Tice, 2010).

### 1.1.1 L'orogène Grenvillien

Correspondant à la limite sud-est du craton protérozoïque Laurentia, la Province de Grenville s'est formée au cours de différentes phases orogéniques, dont l'orogénèse grenvillienne. Cette orogénèse de type collision continent-continent s'est produite entre ~ 1,19 et 0,98 Ga et comprend trois pulsations distinctes de raccourcissement crustal (~1,19-1,14 Ga ; ~1,08-1,02 Ga ; ~1,00-0,85 Ga), séparées par des périodes d'extension (Rivers, 1997). Dans la région d'étude, les roches grenvilliennes appartiennent à la ceinture polycyclique allochtone (Rivers et al., 1989), plus précisément au Complexe du Parc des

Laurentides (Rondot, 1989). Ce complexe correspond à une suite AMCG (Anorthosite, Mangérite, Charnockite, Granite) mise en place dans la ceinture magmatique interne de l'orogénèse grenvillienne entre 1090 et 1040 Ma environ (Frith et Doig, 1973). Selon Rivers (1997), la mise en place d'une telle suite serait la conséquence d'une délamination de la racine lithosphérique et d'un remplacement par un manteau asthénosphérique chaud, causant entre autres un plutonisme d'origine mantellique. Maintenant à la surface, ces roches métamorphiques sont des paragneiss et des orthogneiss de haut grade, des charnockites, des anorthosites et des intrusions granitoïdes.

La pénéplation de la chaîne grenvillienne dans cette partie du Bouclier canadien a été active bien avant les derniers mouvements orogéniques. En effet, les datations K-Ar et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovite, hornblende et biotite (Anderson, 1988) semblent indiquer qu'une surrection tectonique, une dénudation et un refroidissement sous les 300°C des roches métamorphiques actuellement exposées en surface, étaient déjà en cours aux alentours de 800 à 1000 Ma. Cette érosion a été active jusqu'à la fin du Précambrien et suffisamment efficace pour qu'à l'occasion de la transgression marine de l'Ordovicien, se dépose une couche de calcaire (Groupe du Trenton) sur presque l'intégralité du Bouclier canadien (fig. 1.2).



**Figure 1.2** Marmites (O) remplies de dépôt calcaire du Trenton dans un quartzite du socle, à la chute Montmorency. Cette figure d'érosion fluviatile prouve que le socle était à l'affleurement à la fin du Précambrien et a subi une transgression marine rapide permettant le remplissage des marmites (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).



### 1.1.2 Le système de rift Saint-Laurent

A la fin du Précambrien, la marge est-laurentienne a subi des épisodes de rifting liés à l'ouverture de l'océan Iapetus, avant de former une marge continentale passive au Cambrien et au début de l'Ordovicien (e.g. Cawood et al., 2001). Les failles associées au système de rift Saint-Laurent représentent donc la bordure présumée du rift à l'origine de cet océan. Cet épisode d'extension qui signe le démantèlement de Rodinia, marque la séparation du craton Laurentia de la partie ouest de Gondwana (e.g. Cawood et al., 2001). Deux épisodes majeures de rifting ont été identifiés le long de la marge laurentienne (e.g. Aleinikoff et al., 1991 ; 1995), entre ~ 760-700 Ma et entre ~ 620-550 Ma. Dans la région de Charlevoix, associées aux failles du rift Saint-Laurent, des petites masses de diabase, des roches ultramafiques alcalines et des carbonatites rouges sont caractéristiques de zones d'extension (Rondot, 1989). L'un des dykes de diabase, situé à Port-au-Saumon, a été daté à  $699 \text{ Ma} \pm 42 \text{ Ma}$  par la méthode K-Ar (Rondot, 1989). Selon Cawood et al. (2001), l'expansion du plancher océanique de Iapetus débuta aux alentours de 570 Ma et s'est poursuivie jusqu'au Cambrien supérieur (~ 500 Ma). Durant cette même période, la marge continentale passive laurentienne se développait progressivement. Les analyses  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de veines de pseudotachylites provenant de la faille Montmorency, à la Chute Montmorency confirment également que la phase de rifting et le début de la période d'ouverture de l'océan Iapetus ont eu lieu aux alentours de 613-614 Ma (O'Brien et van der Pluijm, 2012). Selon Cawood et al. (2001), le dernier épisode qui a annoncé la formation de l'océan Iapetus et de la marge passive laurentienne était un processus en deux étapes qui débuta aux alentours de 570 Ma et s'est poursuivie jusqu'aux alentours de 540-535 Ma. Les données paléomagnétiques indiquent une séparation initiale aux alentours de 570 Ma entre Laurentia et les éléments cratoniques de l'ouest du Gondwana, impliquant ainsi la formation de l'océan Iapetus. Les données géologiques provenant du secteur de Terre-Neuve de la marge laurentienne fournissent l'évidence d'une transition rift-drift aux alentours de 540-535 Ma. Cette seconde étape est contrainte par des datations (U/Pb) sur zircon de différentes formations volcaniques ( $550,5^{+3}_{-2} \text{ Ma}$  pour la formation Skinner Cove,  $555^{+3}_{-5} \text{ Ma}$  pour le pluton Lady Slipper) et des plus vieux sédiments reliés à la transition rift-drift. Cet épisode de rifting continu qui a eu lieu le long de la marge Laurentienne est à l'origine de la production d'une ou plusieurs terranes et de la stratigraphie de la marge passive laurentienne (Cawood et al., 2001). Les failles

normales produites lors de la phase de rifting ont ensuite été actives sporadiquement de la fin du Précambrien jusqu'à l'Ordovicien (Lavoie, 1994) et ont joué un rôle primordial dans l'histoire de la sédimentation des Basses-Terres du Saint-Laurent (Globensky, 1987).

### 1.1.3 Les Basses-Terres du Saint-Laurent

La séquence sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent, d'âge cambrien à ordovicien supérieur, suit l'axe du fleuve Saint-Laurent et s'étend d'Ottawa à Québec (fig. 1.1). Elle atteint une puissance maximale variant entre 1 500 et 3 000 m selon les régions (Globensky, 1987). Les principaux événements géologiques ayant affecté ces roches sédimentaires sont les deux principales orogénies appalachiennes du Québec, soit les orogénies Taconienne (Ordovicien supérieur) et Acadienne (Dévonien) ainsi qu'un événement magmatique du Crétacé (ca. 124 Ma ; Eby, 1984 ; Foland et al., 1986) associé à la mise en place des intrusions alcalines formant les Collines Montérégiennes. Les roches sédimentaires des Basses-Terres du Saint-Laurent, d'âge cambro-ordovicien, forment une séquence de marge passive et de bassin d'avant-pays (Lavoie, 1994). On retrouve, à la base, la séquence de plate-forme représentée par les Groupes de Potsdam et Beekmantown. Au sommet, on reconnaît le bassin d'avant-pays constitué des groupes du Chazy, Black River, Trenton, Utica, Saint-Rosalie, Lorraine et Queenston (Globensky, 1987).

A la fin du Précambrien et au Cambrien inférieur, la phase d'extension continentale s'amorce sur la marge laurentienne et est à l'origine de la série de failles normales parallèles à l'axe du rift Saint-Laurent qui font l'objet de cette étude (Tremblay et al., 2003). Cette phase d'extension permet un apport en dépôts fluviatiles, correspondant au Groupe de Potsdam. Il s'agit d'un grès fluviatile à marin peu profond, provenant vraisemblablement de l'érosion du socle et déposé en discordance sur celui-ci (Globensky, 1987).

A l'Ordovicien inférieur, une plate-forme carbonatée se développe lors de l'approfondissement de la marge, permettant le dépôt des dolomies et calcaires dolomitiques du Groupe de Beekmantown (Salad Hersi et al., 2003 ; Séjourné et al., 2005). Le groupe consiste en une succession dominée par des éléments peritidaux qui s'est accumulée sur la marge passive épicontinentale laurentienne (Salad Hersi et al., 2003), indiquant qu'un océan a remplacé le rift du Cambrien inférieur. La limite supérieure du Beekmantown est définie

par une importante discontinuité, connue sous le nom de discordance de Saint-George (Knight et al., 1991). Cette discordance s'est formée par surrection et érosion lors de la flexure lithosphérique de la plate-forme continentale, dans les prémices de l'orogénie taconienne (Knight et al., 1991).

A l'Ordovicien moyen, la mise en place d'une série ophiolitique sur la marge laurentienne ou la collision de Laurentia avec un arc volcanique est à l'origine de l'orogénie taconienne (~ 480 à ~ 440 Ma ; Tremblay et Castonguay, 2002 ; Stanley et Ratcliffe, 1985). Durant cette période, la plate-forme est déprimée sous le poids des nappes taconniennes qui s'empilent progressivement sur la partie externe. La convergence entre Laurentia et les terrains océaniques adjacents permet le dépôt de sédiments dans le bassin d'avant-pays. Le Groupe de Chazy est alors déposé en discordance sur le Beekmantown. À la base, on retrouve un grès calcaireux à grains fins tandis qu'au sommet, il s'agit d'une alternance de calcaires et de shales bien stratifiés possédant de nombreux fossiles (Globensky, 1987 ; Séjourné et al., 2005).

A l'Ordovicien supérieur, le développement d'un bassin permet le dépôt d'un calcaire d'eaux plus profondes du Groupe du Black River, constitué de calcaires oolithiques de faible profondeur et de dolostones (Séjourné et al., 2005).

L'unité supérieure, le Groupe du Trenton représente la dernière unité carbonatée du bassin d'avant pays taconien avant l'effondrement final de la marge continentale de Laurentia et son enfouissement sous des flyschs syn-orogéniques (Lavoie, 1994). Le Groupe du Trenton est une unité tripartite enregistrant un approfondissement continu (Lavoie, 1994). Il s'agit essentiellement d'un calcaire argileux gris, microcristallin à cristallin très fossilifère qui atteint jusqu'à 250 m d'épaisseur (Globensky, 1987). Vers le sommet de l'unité, on retrouve des lits de shales qui marquent la transition vers l'unité supérieure, soit le Groupe de l'Utica, un shale calcaireux noir à brun foncé. Les lits argileux du Trenton, ainsi que de l'Utica, proviendraient de l'érosion des nappes appalachiennes (Globensky, 1987), les dépôts de shales correspondant à un environnement marin profond.

L'Utica est recouvert par une unité de turbidite composée de dépôts syn-orogéniques correspondant aux Groupes de Saint-Rosalie et de Lorraine (Comeau et al., 2004). Le Groupe de Saint-Rosalie est une séquence de flysch typique composée essentiellement d'une

succession de grès fin, d'argilite, de shale et de quelques unités dolomitiques (Comeau et al., 2004). Le Groupe de Lorraine, associé à une baisse du niveau marin, se compose d'un shale gris moyen à foncé, de grès, de siltstone et de calcaires interstratifiés (Globensky, 1987). Finalement, on retrouve à la fin de la séquence des Basses-Terres du Saint-Laurent, le Groupe de Queenston, une molasse post-taconienne composée de sédiments continentaux et subaériens tels que des shales rouges plus ou moins verdâtres à contenu gréseux varié (Globensky, 1987).

Aucune strate sédimentaire postérieure à l'Ordovicien supérieur n'affleure dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Cependant, la plate-forme paléozoïque s'étend également dans l'estuaire du fleuve Saint-Laurent, jusqu'à l'Île d'Anticosti et Terre-Neuve, où elle présente des dépôts d'âge silurien à dévonien inférieur (Dietrich et al., 2011). Sur l'île d'Anticosti, les dépôts de la période siluro-dévonienne correspondent à une succession continue de carbonates (Dietrich et al., 2011). Des données de maturation de la matière organique dans les strates des Basses Terres du Saint-Laurent (Héroux et Bertrand, 1991) suggèrent également l'existence d'une couverture post-ordovicienne. Héroux et Bertrand (1991) ont ainsi estimé l'épaisseur d'enfouissement à partir du gradient géothermique et du niveau de maturation de la matière organique dans ces roches ; les épaisseurs calculées de la couverture post-ordovicienne sont estimées entre 5,6 et 7,5 km. De plus, les âges obtenus par trace de fission sur apatites et par méthode d'isochrone Rb/Sr des Collines Montérégiennes (Eby, 1984) sont concordants et varient respectivement entre 117 et 141 Ma et entre 118 et 136 Ma. Cette concordance des datations indique une profondeur de mise en place des intrusions alcalines entre 1,8 à 2 km au Crétacé. Sachant qu'actuellement les intrusions sont à la surface et que l'épaisseur actuelle de la séquence sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent avoisine les 2 km dans cette région, on en déduit qu'au minimum 2 km d'unités sédimentaires post-ordoviciennes ont été érodés depuis le Crétacé.

Au Crétacé, les séries des Basses-Terres du Saint-Laurent sont recoupées par les plutons, dykes et sills des Collines Montérégiennes, une province ignée alcaline. Ces neuf intrusions, s'alignant suivant un axe approximatif ONO-ESE, sont constituées de plusieurs termes basiques à felsiques (granite et syénite) et de carbonatites, en passant par des gabbros et des diorites. Foland et al. (1986) ont daté, par méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , les intrusions montérégiennes et



ont obtenu des âges de  $124 \pm 1$  Ma, indiquant un seul évènement magmatique continental. Cependant, Eby (1984) estime que les intrusions ont une période de mise en place beaucoup plus grande, soit de 117 Ma à 141 Ma selon les résultats de datation par traces de fission sur apatite et sphène et par méthode d'isochrone Rb/Sr. L'origine exacte de ces intrusions est controversée et a été attribuée à la fusion du manteau lithosphérique durant la période de l'ouverture de l'océan Atlantique Nord (Faure et al., 1996 ; Bédard, 1985) ou résulte d'un magmatisme relié au déplacement vers l'ouest de la plaque nord-américaine au-dessus d'un point chaud stationnaire, connu sous le nom du «New England Hotspot» ou «Great Meteor Plume» (Sleep, 1990 ; Foland et al., 1988).

#### 1.1.4 Le cratère d'impact de Charlevoix

La région de Charlevoix est caractérisée par un cratère d'impact météoritique de 56 km de diamètre. Il est localisé sur la Rive-Nord du fleuve Saint-Laurent, à environ 100 km au nord-est de Québec (fig. 1.1). L'astrobème laisse une trace marquante sur la géomorphologie de la région. La topographie de la région est caractérisée par un soulèvement central, le mont des Éboulements. Avec une altitude de 768 m, il est situé à mi-distance de Baie-Saint-Paul et de La Malbaie (Rondot, 1989). Délimité par des failles normales, ce relief est entouré de collines et, plus en périphérie, par une dépression annulaire soulignant les vallées de Baie St-Paul et de La Malbaie (Rondot, 1989). Ces dernières formant deux grabens orientés vers le nord-ouest (Rondot, 1989), sont directement reliées à l'impact de Charlevoix.

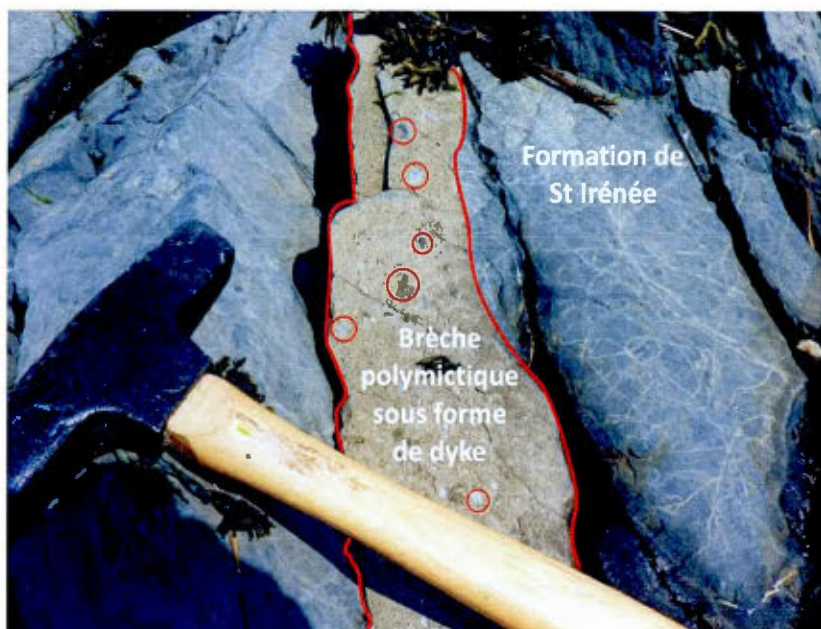
L'origine extra-terrestre de la structure de Charlevoix a été établie par la présence de «shattercone» (fig. 1.3) et d'impactites (Rondot, 1989). Les «shatter cones», considérés comme un critère de reconnaissance d'astrobème, se présentent comme des fractures coniques striées. Le terme «impactite» s'applique à une roche modifiée ou créée lors d'un impact météoritique par métamorphisme de choc ou par fusion. On observe également à l'échelle du minéral, des microstructures reliées à l'impact : des PDF (Planar Deformation Feature) dans des grains de quartz et de feldspaths potassiques. Ces « PDF » ressemblent à des stries entrecroisées qui témoignent de la modification intracristalline sous l'effet d'un choc intense (Rondot, 1989).

Les failles cassantes de Charlevoix enveloppant le centre du cratère (le mont des Éboulements) et avec des orientations dispersées (i.e. nord-sud et est-ouest) semblent directement liées à l'impact (Lemieux et al., 2003). Ces dernières sont recoupées par des failles nord-ouest/sud-est et nord-est/sud-ouest associées au rift, comme la faille Saint-Laurent. Elle recoupe ainsi le cratère d'impact sans déflexion majeure, suggérant sa réactivation après l'évènement météoritique, soit post-dévonien (Lemieux et al., 2003 ; Tremblay et al., 2003).

Selon Rondot (1998), la plupart des brèches, des cataclasites et des pseudotachylites de la région de Charlevoix sont liées à l'évènement météoritique. Lemieux et al. (2003) ont cependant démontré qu'à l'exception des brèches polymictiques (i.e., les mylolisthenites de Rondot, 1989 ; fig. 1.4), tous les autres types de brèches de faille et de pseudotachylites sont également présentes le long des failles du rift, à l'extérieur du cratère, et que, par conséquent, ne peuvent être considérées comme un résultat exclusif d'un impact météoritique.



**Figure 1.3** Shatter cones observés dans le socle grenvillien. Cette structure rocheuse conique avec des stries convergentes (lignes noires) indique la présence d'un cratère d'impact (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010, région de Charlevoix).



**Figure 1.4** Brèche à matrice clastique polymictique sous forme de dyke, recoupant ou suivant la stratification de la formation de Ste Irénée, un grès calcaireux à grains fins appartenant à la succession paléozoïque des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les brèches polymictiques dans la région de Charlevoix sont liées à l'impact météoritique (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).

Bien que la structure d'impact de Charlevoix ait été étudiée depuis des décennies, aucune donnée concluante n'a été obtenue pour déterminer avec exactitude l'âge du cratère. Rondot (1968) suggère des âges K-Ar sur roche totale entre 372 et 335 Ma à partir d'une roche fondue et d'un dyke bréchique supposément liés à l'impact. De nouvelles datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  suggèrent un âge dévonien tardif, autour de 370-360 Ma (Buchner et al., 2010).

## 1.2 Les failles du système de rift Saint-Laurent

### 1.2.1 Les caractéristiques structurales

La région d'étude est marquée par de grandes failles supracrustales : les failles de Cap-Tourmente, Montmorency et Saint-Laurent. Ces failles représentent des structures régionales du rift Saint-Laurent et exposent une variété de roches de faille. La description des caractéristiques structurales de ces failles et des roches associées apporte aussi des éléments de réponse quand à une possible réactivation du système de rift Saint-Laurent.



Les failles de Cap-Tourmente et Saint-Laurent recoupent essentiellement le socle grenvillien. On ne retrouve que localement des vestiges des roches de la plate-forme du Saint-Laurent, notamment dans le toit de la faille Saint-Laurent. La faille Montmorency marque nettement le contact entre le socle grenvillien au NO, dans le mur de la faille, et la plate-forme du Saint-Laurent au SE, dans le toit de la faille. Dans le mur de la faille, en amont de la chute Montmorency, on peut même observer la discordance entre les calcaires du Trenton et le socle grenvillien (fig. 1.5).

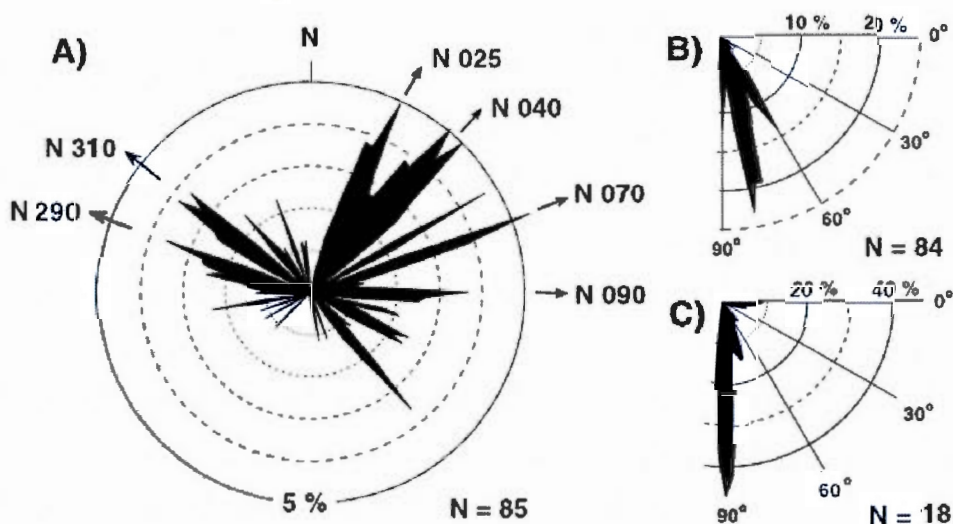
Le rift Saint-Laurent est constitué de deux types de failles cassantes : des failles orientées nord-est, subparallèles à l'axe du rift, caractérisées par les failles Montmorency et Saint-Laurent, et des failles orientées nord-ouest à est-ouest, caractérisées par la faille de Cap-Tourmente (fig. 1.1). Les failles orientées nord-est sont interprétées comme des failles longitudinales résultant probablement du développement en « échelon » des failles de rift parallèlement à son axe, alors que les failles orientées nord-ouest à est-ouest représentent des failles de transfert ou des zones d'accommodation (Tremblay et al., 2003).



**Figure 1.5** Discordance entre les calcaires du Trenton et le socle grenvillien, dans le mur de la faille Montmorency, proche de la chute Montmorency. La séquence sédimentaire des Basses-Terres est incomplète à cet endroit : le Potsdam, le Beekmantown et le Chazy sont absents (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).



Selon le diagramme en rose (Tremblay et al., 2003 ; fig. 1.6), les failles longitudinales forment trois sous-ensembles d'orientation : N025°, N040° et N070°. Ces failles sont généralement inclinées vers le sud-est, et s'étendent sur des dizaines de kilomètres (jusqu'à 60 km pour la faille Saint-Laurent). Elles viennent ensuite buter contre des failles transverses. Ces dernières se divisent en deux sous-ensembles d'orientation : N290° et N310°. Leur direction de pendage est soit nord-est, soit sud-ouest, et est moins étendue que les failles longitudinales ( $\leq 10$  km). Selon la fig. 1.6, ces failles sont à fort pendage, avec des valeurs moyennes de 70-85° (Tremblay et al., 2003). Des mesures de l'angle de chute des stries de faille (pitch ; Tremblay et al., 2003) livrent des valeurs généralement supérieures à 70° (fig. 1.6), indiquant que la plupart de ces failles sont caractérisées par un mouvement vertical.

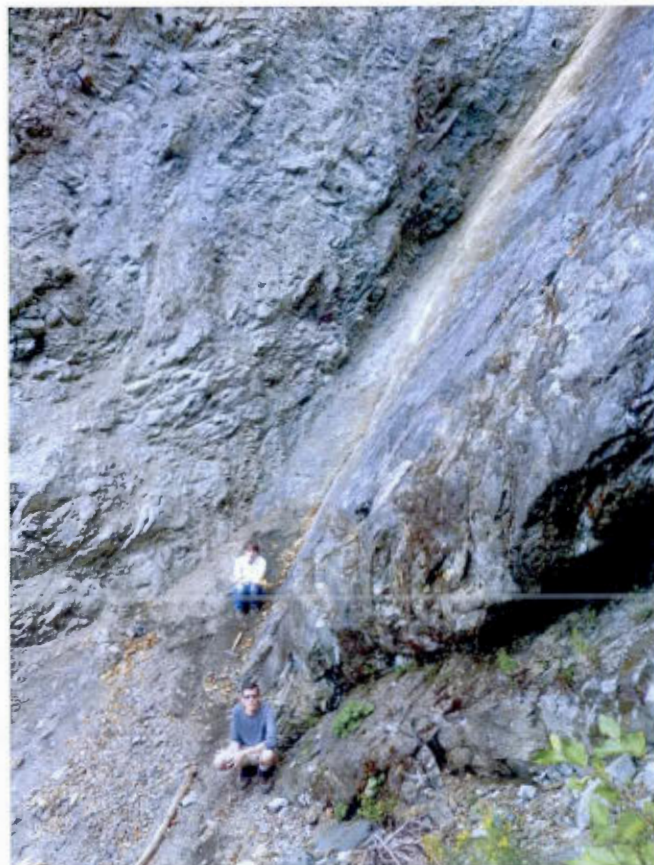


**Figure 1.6** Diagramme en rose du système de rift Saint-Laurent dans la zone étudiée. (A) Orientation des failles du rift. Le diagramme indique que la majorité des failles de direction nord-est plongent vers le sud-est. (B) Valeur du pendage des failles du rift. (C) Valeur des pitches des stries sur les plans de faille. N, nombre de données (d'après Tremblay et al., 2003).

Un rejet vertical minimal a été estimé à partir de l'escarpement topographique (Tremblay et al., 2003) selon différentes localités. A Sault-au-Cochon, la faille Saint-Laurent est associée à un escarpement d'environ 800 m. Dans la région de Charlevoix et sur le site de Cap-aux-Oies, Rondot (1989) estime le rejet vertical de la faille Saint-Laurent à environ 2 km. La valeur de rejet de la faille Montmorency n'est pas précisément connue, mais à la

Chute Montmorency, l'escarpement de faille est de l'ordre de 80 m. La faille de Cap Tourmente est associée à un escarpement topographique de 700 m environ.

Toutes ces failles sont soulignées par des roches de faille cohésives de type cataclasite et des lentilles de gouge de faille non-cohésives. Les zones les mieux exposées sont constituées de cataclasites, d'ultracataclasites, de gorges de faille foliées et de brèches de faille (Tremblay et al., 2003). Ces zones peuvent atteindre des épaisseurs relativement importantes : jusqu'à 20 m d'épaisseur minimale à Sault-au-Cochon, le long de la faille Saint-Laurent (fig. 1.7). Le contact entre les roches faillées et le socle non affecté est généralement abrupt, malgré le développement progressif dans les roches métamorphiques adjacentes d'un réseau de diaclases parallèles à la zone de faille.



**Figure 1.7** Zone de roches cataclastiques typiques à Sault-au-Cochon, le long de la faille Saint-Laurent. L'épaisseur de cette zone avoisine 10-20 mètres (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).



Le long des failles Saint-Laurent et Montmorency, on retrouve le même type de brèche de faille (fig. 1.8). Ces dernières sont essentiellement composées de fragments anguleux à sub-anguleux avec un diamètre variant de quelques centimètres à quelques décimètres. On retrouve des fragments de l'encaissant, des roches métamorphiques grenvilliennes, à Sault-au-Cochon mais également des fragments de gneiss, de granitoïdes et de marbres dans la région de Château-Richer. De très fins fragments de roches broyés forment la matrice qui est localement riche en chlorite ou en calcite (Tremblay et al., 2003).



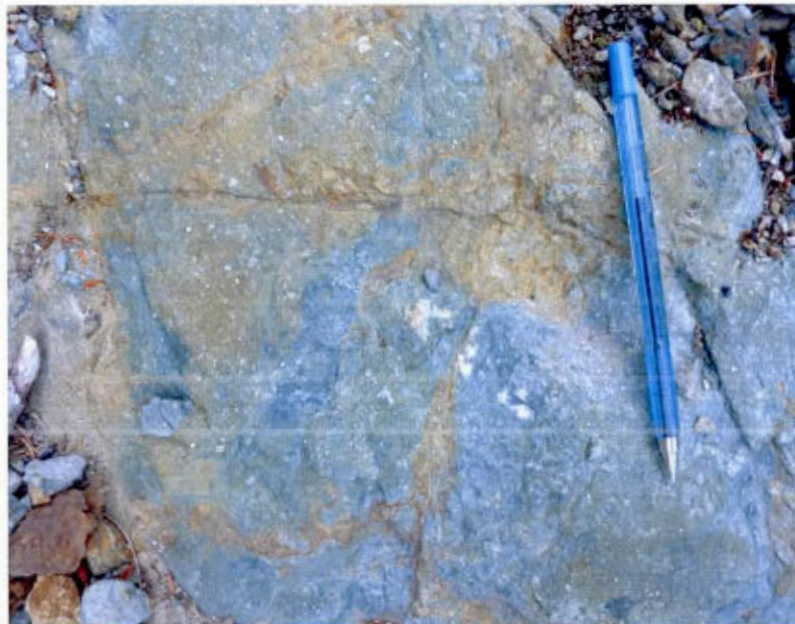
**Figure 1.8** Brèche de faille avec des fragments du socle grenvillien, le long de la faille Saint-Laurent, dans la région de Charlevoix. L'échelle est donnée par le couteau Suisse (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).

Les pseudotachylites, associées aux mouvements des failles, sont considérées comme le produit par comminution et/ou fusion par friction lors du cisaillement. On en retrouve aussi dans les zones de roches faillées des deux grandes structures (les failles Montmorency et Saint-Laurent ; Tremblay et al., 2003). Les pseudotachylites sont courantes dans les brèches et failles associées et se retrouvent sous forme de grains fins dans la matrice ou sous forme de veinules centimétriques de couleur sombre (Tremblay et al., 2003). On peut observer aussi

des horizons décimétriques d'ultracataclasites massives à foliées associées à des gouges de faille foliées ou non. Sur la figure 1.9, l'horizon d'ultracataclasite présente des fragments centimétriques à millimétriques dans une matrice à grains fins, riche en chlorite (Tremblay et al., 2003).

Il est important de noter qu'au cœur des failles Montmorency et Saint-Laurent, on retrouve aussi des lentilles de gouge et de brèche de faille non-cohésives en contact avec les roches cohésives décrites ci-dessus (fig. 1.10 ; Tremblay et al., 2003). Aucun indicateur de sens de cisaillement n'a cependant été décelé dans ces roches non-cohésives.

A Sault-au-Cochon, on note la présence de stries de faille sur une fabrique planaire mal-définie. Ces stries sont d'orientation aval-pendage et soulignent un mouvement essentiellement vertical le long de ces failles. Proche de Québec, le long de la faille Montmorency, une structure C-S naissante et des bandes de cisaillement ont également été observées, révélant un mouvement normal (Tremblay et al., 2003).



**Figure 1.9** Vue rapprochée d'une ultracataclasite formée de fragments de roches millimétriques à centimétriques, dans la zone de faille exposée à Sault-au-Cochon, le long de la faille Saint-Laurent (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).





**Figure 1.10** Photographie de terrain et schéma montrant la coexistence de roches de faille cohésives et non-cohésives, le long de la faille Saint-Laurent, à Sault-au-Cochon (photographie de terrain, Laura Bouvier, août 2010).

On peut conclure que les différentes séries de failles du rift Saint-Laurent partagent les mêmes types de structures et les mêmes types de roches cataclastiques. Les failles longitudinales (les failles Montmorency et Saint-Laurent) et les failles transversales (la faille de Cap-Tourmente) sont des structures conjuguées qui semblent associées aux mêmes événements tectoniques. La faille Montmorency occupe la même position structurale que la faille Saint-Laurent, suggérant que ces deux structures sont corrélables et reliées l'une à l'autre par la faille de Cap-Tourmente. On peut donc s'attendre à enregistrer le (les) même(s) événement(s) tectonique(s) par datation (U-Th-Sm)/He sur apatite le long de ces structures. De plus, la coexistence de roches cohésives et non-cohésives le long de ces structures est possiblement reliée à un épisode de réactivation, les roches non-cohésives étant possiblement liées à un (ou des) épisode(s) de rupture plus jeune(s). Il est néanmoins difficile de délimiter temporellement et spatialement la réactivation des failles à partir des données structurales ; des contraintes par géochronologie sont donc nécessaires.

### 1.2.2 La réactivation des failles du rift Saint-Laurent

Les structures majeures du rift semblent bien avoir été réactivées lors de l'ouverture de l'océan Iapetus, au Protérozoïque tardif-Paléozoïque précoce (540 Ma pour Cawood et al., 2001 et 613-614 Ma pour O'Brien et van der Pluijm, 2012). Les relations de recoupement des failles dans les roches adjacentes permettent également de déceler à plusieurs reprises différents événements ayant affecté les structures depuis le début du Paléozoïque :

(1) Un évènement tardi-ordovicien, illustré par des variations d'épaisseur et une distribution locale des faciès des unités du calcaire du Trenton. Lavoie (1994) suggère que la réactivation des failles du rift selon un mouvement normal aurait influencé l'épaisseur stratigraphique de la séquence carbonatée ainsi que la distribution locale des faciès et délimiterait donc des blocs à subsidence variable.

(2) Un évènement tardi- à post-dévonien, basé sur les relations de recoupement des structures du rift à travers le cratère d'impact de Charlevoix. Les données de terrains indiquent que la faille Saint-Laurent, structure majeure du rift, recoupe le cratère d'impact sans déflexion majeure, suggérant une réactivation des failles reliées au rift à la fin ou postérieurement au Dévonien (Lemieux et al., 2003).

(3) Un évènement tardi-jurassique à début Crétacé, basé sur la composition isotopique de veines de calcite présentent le long des failles du rift (Carignan et al., 1997). Ces veines de calcite composées de minéraux accessoires tels que la sphalérite, la galène, la barytine et la fluorite, témoignent d'une circulation hydrothermale à basse température contrôlée par les failles du rift (Carignan et al., 1997). Le rapport  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  provenant de la galène des veines exclut un lien génétique avec les évènements orogéniques du Paléozoïque. Les veines semblent plutôt s'être formées au Mésozoïque, en réponse à l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord et à la réactivation du rift Saint-Laurent (Carignan et al., 1997).

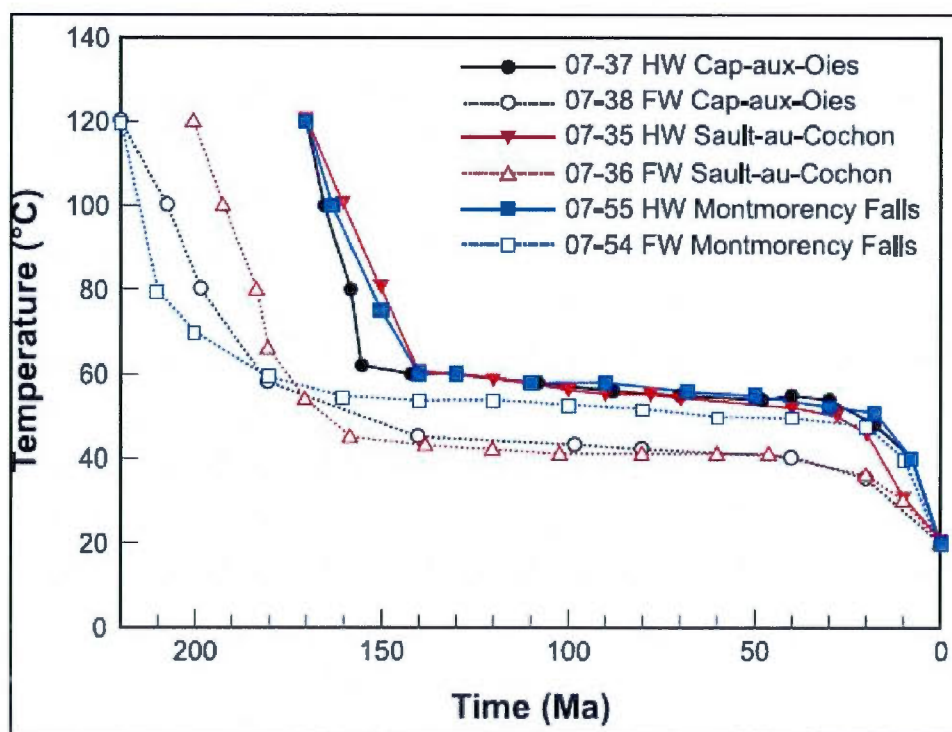
(4) Un évènement quaternaire, attribué au rebond postglaciaire qui semble être à l'origine de la sismicité actuelle de la vallée du Saint-Laurent (Mazzotti et al., 2005). Les mesures GPS (Global Positioning System) présentées par Mazzotti et al. (2005) semblent suggérer que le rebond postglaciaire est à l'origine de la déformation crustale actuelle de la vallée du Saint-Laurent. Cette dernière est majoritairement de type élastique et se traduit par des séismes de faible ampleur. Ces évènements sismiques ont une magnitude du moment entre 2 et 5 (Mazzotti et al., 2005) et un hypocentre situé généralement entre 5 et 20 km de profondeur (Baird et al., 2010). Dans la région de Charlevoix, la déformation est cependant de type plastique et se traduit par des séismes de forte ampleur. Ces évènements sismiques ont une magnitude du moment entre 5 et 7 (Mazzotti et al., 2005) et un hypocentre situé généralement entre 5 et 15 km de profondeur, avec une forte concentration aux alentours de 12 km (Baird et al., 2010). Selon Mazzotti et al. (2005), ce sont les failles crustales du rift

Saint-Laurent qui contrôlent l'emplacement et l'amplitude de la déformation plastique. Le rebond postglaciaire est alors probablement à l'origine de la réactivation des failles durant le Quaternaire, qui se traduit par d'importants séismes localisés le long des plans de faille.

Néanmoins, les nombreuses études structurales et isotopiques (Lavoie, 1994 ; Lemieux et al., 2003 ; Carignan et al., 1997 ; Tremblay et al., 2003 et Mazzotti et al., 2005) ne permettent pas de déterminer avec précision la période de réactivation et la manière dont ces failles ont joué depuis la fin de l'Ordovicien. Les données AFT de Tremblay et al. (2013) ont permis de contraindre pour la première fois la réactivation de ces structures durant le Mésozoïque (Tremblay et al., 2013). Les datations AFT ont été réalisées à partir de 54 échantillons provenant de roches d'origine ignée ou métamorphique du socle grenvillien. Les âges AFT ont été mesurés le long de transects recoupant les failles majeures du rift Saint-Laurent et du graben du Saguenay. Trois transects NW-SE recoupent les failles Montmorency et Saint-Laurent du rift Saint-Laurent ; tandis que les échantillons dans la région du Saguenay sont distribués de part et d'autre des failles Lac-Kénogami et de la rivière Sainte-Marguerite, selon de nombreuses localités (Tremblay et al., 2013). Les roches du mur des failles majeures du graben du Saguenay ont livré des âges AFT variant entre  $235 \pm 28$  Ma et  $184 \pm 22$  Ma, tandis que les roches du toit ont livré des âges AFT plus anciens, entre  $443 \pm 44$  Ma et  $279 \pm 28$  Ma (Tremblay et al., 2013). Selon Tremblay et al. (2013), cette discontinuité des âges AFT est une preuve d'un épisode en jeu normal des failles du rift entre la fin du Trias et le début du Jurassique. Les modélisations inverses HeFTy basées sur les âges AFT et sur la distribution des longueurs des traces de fission mesurées sont en accord avec un mouvement normal des failles du rift aux alentours de 250-200 Ma (Tremblay et al., 2013). Les échantillons du mur des failles du rift Saint-Laurent enregistrent un âge AFT variant entre  $200 \pm 20$  et  $184 \pm 19$  Ma tandis que ceux du toit enregistrent un âge AFT variant entre  $152 \pm 17$  Ma et  $149 \pm 14$  Ma (Tremblay et al., 2013). Les âges AFT plus récent obtenus dans le toit des failles du rift Saint-Laurent suggèrent la présence d'une réactivation locale en jeu inverse des structures durant le Jurassique supérieur. Les histoires thermiques établies par modélisation directe calculée à partir des âges AFT et de la distribution des longueurs des traces de fission soutiennent cette hypothèse d'inversion tectonique tardive (Tremblay et Roden-Tice, 2010 ; figure 1.11). Selon la modélisation directe établie par Tremblay et al. (2010), un épisode de refroidissement aurait donc affecté uniquement les roches du toit des



failles du rift Saint-Laurent entre 170 et 150 Ma : la température étant passée de 120°C à 60°C durant cette période (figure 1.11). Les roches du toit des failles sont donc remontées entre 170 et 150 Ma, tandis que les roches du mur, durant cette période, sont restées à une profondeur où la température avoisinait 60°C (figure 1.11), suggérant un mouvement inverse des structures. La discontinuité des âges AFT présente de part et d'autre des structures du rift Saint-Laurent associée à celle également décelée de part et d'autre des structures de la rivière Saguenay sont en conséquence interprétées par Tremblay et al. (2013) comme le résultat d'un jeu en failles normales aux alentours de 200 Ma, suivit d'une inversion tectonique à 150 Ma ou plus jeune.



**Figure 1.11** Chemins temps-température (t-T) modélisés pour les âges AFT obtenus sur les échantillons du socle grenvillien le long du rift Saint-Laurent (Tremblay et Roden-Tice 2010). FW : mur de la faille ; HW : toit de la faille (d'après Tremblay et Roden-Tice, 2010). La modélisation directe est calculée à partir des âges AFT obtenus et de la distribution des longueurs des traces de fission en utilisant le logiciel HeFTy (version 1.5.5) et les modèles cinétique de Ketcham et al. (2007b ; 2007a).

### 1.3 Conclusion

Les failles du rift Saint-Laurent sont donc décrites traditionnellement comme des failles normales (Rondot, 1989). Elles recoupent le plus souvent le socle cristallin grenvillien mais également des vestiges sus-jacents des formations sédimentaires cambro-ordoviciennes des Basses-Terres du Saint-Laurent (Tremblay et al., 2003). Réactivées lors de l'ouverture de l'océan Iapetus, au Protérozoïque tardif-Paléozoïque précoce (540 Ma pour Cawood et al., 2001 et 613-614 Ma pour O'Brien et van der Pluijm, 2012), ces structures ont joué épisodiquement depuis (Lavoie, 1994 ; Lemieux et al., 2003 ; Carignan et al., 1997 ; Tremblay et al., 2003, 2013 et Mazzotti et al., 2005). Ainsi, la coexistence de roches cohésives et non-cohésives le long de ces structures semble reliée à un épisode de réactivation, les roches non-cohésives étant liées à un (ou des) épisode(s) de rupture plus jeune(s) (Tremblay et al., 2013). De plus, des âges par traces de fission sur apatite ont permis de contraindre pour la première fois la réactivation des failles du rift Saint-Laurent durant le Mésozoïque (Tremblay et al., 2013). Cependant, les données AFT ne possèdent pas la résolution nécessaire pour caractériser la fin de la réactivation et d'éventuels épisodes d'exhumation postérieurs, au niveau de la croûte superficielle. En revanche, le système (U-Th-Sm)/He sur apatite est un système de thermochronologie de plus basse température, permettant de contraindre l'histoire thermique de la roche entre ~ 40 et 80 °C (i.e entre 1 et 4 km de profondeur). On a donc utilisé cette méthode de datation afin de délimiter la réactivation des failles du rift Saint-Laurent et de déceler également des épisodes d'exhumation postérieurs. Le chapitre suivant posera ainsi les bases de la thermochronologie et plus spécifiquement de la méthode (U-Th-Sm)/He sur apatites.

## CHAPITRE II

### LA THERMOCHRONOLOGIE (U-Th-Sm)/He

Les méthodes thermochronologiques (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatite sont habituellement associées et utilisées pour quantifier l'histoire du refroidissement des roches pour de faibles profondeurs : 1 à 5 km (e.g. Ehlers et Farley, 2002). L'utilisation combinée de ces deux méthodes est un outil puissant qui devrait permettre de mieux contraindre l'évolution des failles du rift Saint-Laurent. Dans ce chapitre, on résumera donc les principes fondamentaux de la thermochronologie en abordant les notions de diffusion chimique, de température de fermeture et de zone de rétention partielle. On se concentrera également sur la méthode (U-Th-Sm)/He en abordant l'équation régissant la désintégration des isotopes pères en hélium et la distribution de ces éléments radioactifs et radiogéniques au sein des cristaux d'apatite. On terminera ce chapitre en présentant les bases de la modélisation directe et de l'inversion des données thermochronologiques (AFT et (U-Th-Sm)/He) qui sont nécessaires pour la reconstitution de l'histoire thermique des échantillons.

#### 2.1 Principe de la thermochronologie

Les techniques de datation (U-Th-Sm)/He, traces de fission sur apatite et zircon et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur mica et feldspaths K sont les trois méthodes thermochronologiques les plus utilisées permettant de contraindre l'histoire thermique des roches pour des températures comprises entre 75°C et 350°C (McDougall et Harrison, 1999 ; Tagami et O'Sullivan, 2005 ; Donelick et al., 2005 ; Reiners, 2005 et Farley, 2000 ; 2002). Elles se basent toutes sur la production d'isotopes fils radiogéniques ou de traces de fission lors de la désintégration d'isotopes pères radioactifs. Ainsi, la méthode (U-Th-Sm)/He est basée sur l'accumulation d' $^4\text{He}$  produit par la désintégration de l' $^{238}\text{U}$ , de l' $^{235}\text{U}$ , du  $^{232}\text{Th}$  et dans une moindre mesure

du  $^{147}\text{Sm}$  (éq. 2.1). La production des isotopes radiogéniques décroît exponentiellement avec le temps, mais est prévisible. Etant donné que la rétention de ces produits de désintégration est contrôlée par la température, ces différents thermochronomètres fournissent des informations sur l'histoire du refroidissement de la roche (Zeitler et al., 1987). La rétention de l' $^4\text{He}$  radiogénique dépend de la température et des paramètres de diffusion du minéral ; les concentrations de l'hélium et des isotopes pères permettent alors de calculer un âge de refroidissement.

### 2.1.1 Accumulation de l' $^4\text{He}$

L' $^4\text{He}$  est produit lors de la désintégration en série de l' $^{238}\text{U}$ , de l' $^{235}\text{U}$  et du  $^{232}\text{Th}$  et par la désintégration  $\alpha$  du  $^{147}\text{Sm}$  (Meesters et Dunai, 2005) :

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7(^{238}\text{U}/137,88) (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1) + 1^{147}\text{Sm} (e^{\lambda_{147}t} - 1) \quad (2.1)$$

où : - l'He, l'U, le Th et le Sm représentent les quantités actuelles de l'hélium, de l'uranium, du thorium et du samarium respectivement [atomes/g].

- t est le temps d'accumulation de l'hélium radiogénique, ou l'âge AHe [en année].

-  $\lambda$  représente la constante de désintégration des éléments radioactifs :

$$\lambda_{238} = 1,551 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9,849 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{232} = 4,948 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{147} = 6,539 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$$

- les coefficients qui précèdent les abondances en U, en Th et en Sm représentent l'émission de particules  $\alpha$  lors de chaque désintégration.

- le facteur (1/137,88) est le rapport actuel  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ .

L'équation 2.1 suppose un équilibre séculaire parmi tous les isotopes fils de la chaîne de désintégration. La désintégration de l'uranium et du thorium se fait par l'intermédiaire d'une longue chaîne radioactive avant de donner un isotope stable du plomb. Les éléments intermédiaires sont radioactifs avec une période relativement courte par rapport aux parents ultimes. Dans un système fermé, si à l'instant initial, seul l'isotope père ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  et  $^{235}\text{U}$ ) est présent, on constate que l'isotope fils produit par désintégration de l'isotope père, ne cesse



d'augmenter. Dès que l'isotope fils augmente, il se met aussi à disparaître et cela d'autant plus qu'il est abondant. Il arrive un moment où la disparition est juste égale à l'apparition ; cet état particulier d'une chaîne de désintégration correspond alors à l'équilibre séculaire. Lorsque le système dépasse l'équivalent de 5 périodes de décroissances radioactives de l'élément fils, on considère que l'équilibre séculaire est atteint dans le cas d'un descendant direct et l'activité de l'élément père est égale à celle du fils (sans intermédiaire). Cette condition est généralement garantie pour des minéraux formés plus de 350 000 ans avant le début de l'accumulation de l'hélium (Farley, 2002), ce qui correspond à environ 5 fois la demi-vie du  $^{230}\text{Th}$  ( $t_{1/2} = 75\,400$  ans), descendant radioactif du  $^{238}\text{U}$ . Cette condition est respectée dans le cadre de cette étude, on s'attend donc à être à l'équilibre séculaire. Cependant, lorsque l'on date des cristaux d'âge récent par méthode (U-Th-Sm)/He, le déséquilibre séculaire est à prendre en considération pour l'obtention des concentrations en hélium. En particulier dans les zircons, où l'on observe un déficit important de  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ . La désintégration de  $^{238}\text{U}$  produit alors moins de 8 particules  $\alpha$  (eq. 2.1) jusqu'à ce que l'équilibre séculaire soit atteint (Farley, 2002). Dans ce cas, le nombre de noyaux d'hélium produit est inférieur à celui déduit de l'équation 2.1. Des corrections pour des cristaux d'âge récent sont donc nécessaires pour tenir compte de ce déséquilibre séculaire.

De plus, on suppose l'absence d' $^4\text{He}$  initial dans le cristal daté. Cette supposition est généralement acceptable puisque la concentration de l'hélium atmosphérique est négligeable (5 ppm ; Harrison et Zeitler, 2005). Dans certains cas, il se peut que de  $^4\text{He}$  d'origine crustale (radiogénique) ou mantellique soit piégé dans des inclusions fluides. Cependant, il est peu probable que ces concentrations affectent les âges AHe. Il faut en effet une quantité très élevée d'hélium dans de telles inclusions et/ou une forte densité de ces inclusions pour modifier les âges AHe (Farley, 2002).

Concernant la contribution du  $^{147}\text{Sm}$  dans la production radiogénique de  $^4\text{He}$ , il est généralement admis d'ignorer cette composante dans le calcul des âges (U-Th-Sm)/He sur apatite (Farley et Stockli, 2002). Cet apport est en effet vraiment faible comparativement à ceux de l'U et du Th puisque selon l'équation de désintégration (eq. 2.1), le samarium contribue généralement à moins de 1 % de la totalité de l'hélium produit (Farley et Stockli, 2002). De plus, la contribution est bien inférieure à la précision typique des âges AHe qui est

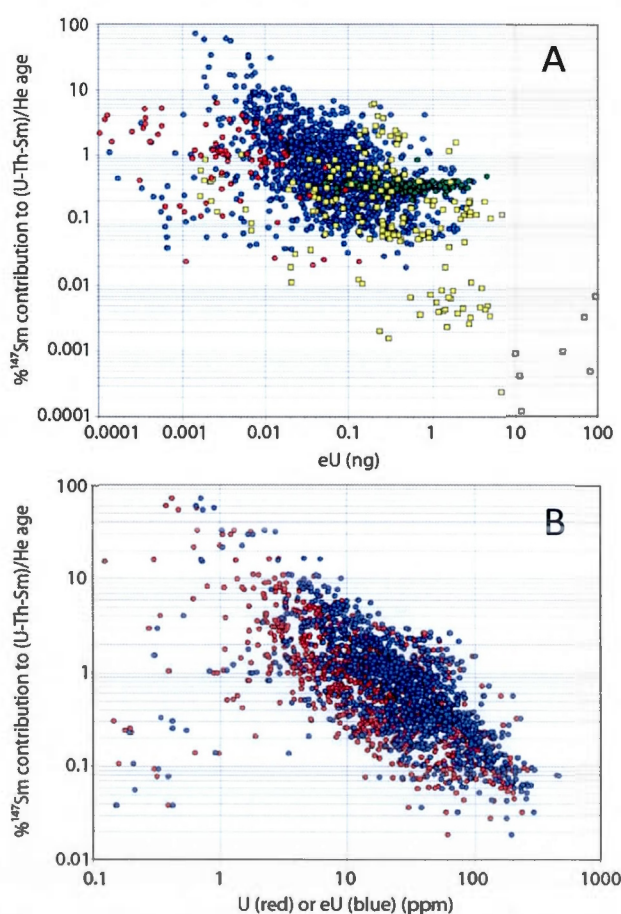
de plusieurs pourcents (Farley et Stockli, 2002). Cependant, dans certains cas où les phosphates sont riches en terres rares et pauvre en U et Th, il est nécessaire de tenir compte de cette source de particules  $\alpha$  (Farley et Stockli, 2002).

Certaines études menées récemment ont malgré tout permis d'évaluer la contribution du Sm dans différents échantillons d'apatites, provenant de contextes géologiques divers. (McDowell et al., 2005 ; Reiners et Nicolescu, 2006 ; Grist et Zantelli, 2005 ; Green et al., 2006). McDowell et al. (2005) ont ainsi estimé la contribution du Sm sur une trentaine d'apatites de Durango, des cristaux de qualité gemme provenant de Durango, au Mexique (Young et al., 1969) maintenant considérés comme des « standards » pour les apatites et datés à  $31,44 \pm 0,18$  Ma (McDowell et al., 2005 ; section 3.4.3). Ces apatites sont en fait riches en terres rares, incluant le Sm dont les teneurs varient entre  $200 \pm 30$  ppm et  $500 \pm 75$  ppm (Young et al., 1969), ce qui peut augmenter significativement l'apport en hélium radiogénique. Selon McDowell et al. (2005), la contribution du Sm est ainsi au maximum de 0,47 % et en moyenne de 0,36 % dans la formation d'hélium radiogénique. Les âges (U-Th-Sm)/He de ces apatites de Durango sont donc plus jeunes que les âges (U-Th)/He de 0,36 %, soit plus jeunes d'environ 110 000 ans (McDowell et al., 2005). Cette différence de moins de 1 % est certes minime comparativement à la reproductibilité des âges AHe obtenue ( $\pm 1.01$  Ma,  $1\sigma$  ; McDowell et al., 2005), mais est significative car cette différence peut être considérée comme une erreur systématique si elle n'est pas prise en compte.

Reiners et Nicolescu (2006) ont également évalué la contribution du Sm sur une large gamme d'apatites et de zircons provenant de différentes lithologies et de différents contextes. Ils remarquent ainsi que la population d'apatites analysées présente des concentrations en Sm et des rapports Sm/U et Sm/Th très variés. La figure 2.1 montre la proportion des âges AHe dérivée du  $^{147}\text{Sm}$ . Reiners et Nicolescu (2006) notent également une contribution du Sm entre 0,3 et 0,4 % dans les apatites de Durango analysées (fig. 2.1). Les autres apatites montrent un apport en Sm allant de 0,03 % à ~70 % dans la production d'He radiogénique, bien que la vaste majorité des échantillons se trouvent entre 0,1 et 3,0 % (fig. 2.1). Reiners et Nicolescu (2006) ont révélé aussi une forte anti-corrélation entre la contribution du Sm dans les âges AHe et la concentration en U et en eU (paramètre qui moyenne la désintégration des deux isotopes pères majeurs par leur productivité  $\alpha$  et est égal à  $[U] + 0,235[\text{Th}]$ ) ; fig. 2.1b). Si



cette relation est vraie pour la plupart des apatites, ceci suggère que le Sm semble contribuer à plus de 5 % à la formation d'He radiogénique pour des apatites avec des concentrations en U avec moins de 5 ppm (fig. 2.1b). Il est intéressant de noter que toutes les données concernant les apatites avec une contribution en Sm d'environ 10 % proviennent de deux types de roches : des granitoïdes dans ou adjacents à des zones de failles et des gabbros (fig. 2.1a). Reiners et Nicolescu (2006) suggèrent alors un rôle important des fluides dans la mobilité des nucléides parents dans les apatites. Cette dernière information est pertinente dans le cadre de ce projet puisque les échantillons d'apatite proviennent de roches gneissiques granitiques prélevées de part et d'autre des failles majeures du rift Saint-Laurent. Le Sm sera donc considéré dans le calcul des âges des échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent et les valeurs de l'apport du Sm dans la production de l'hélium radiogénique seront également données.



**Figure 2.1** Contribution du  $^{147}\text{Sm}$  dans les âges AHe (ou  $[\text{He}]$ ) en fonction de  $e\text{U}$  ( $= \text{U} + 0,235 \text{ Th}$ ) sous la forme de la masse totale (A) ou sous la forme de concentration (B, points bleus) pour environ 3 079 échantillons d'apatites d'origines diverses. Dans la figure A, les points rouges représentent 136 échantillons de phosphates de météorites (apatites et whitlockites), les points bleus représentent 2600 échantillons d'apatites d'origine ignée ou métamorphique, les points verts représentent 170 échantillons d'apatites de Durango et les points jaunes représentent 173 échantillons d'apatites biogéniques. La figure B illustre la contribution du  $^{147}\text{Sm}$  en fonction de la concentration en U (points rouges) et en  $e\text{U}$  (points bleus), les différents types d'apatites ne sont pas distinguables. (d'après Reiners et Nicolescu, 2006).

## 2.2 Influence de la diffusion chimique

La rétention des éléments radiogéniques ( $^4\text{He}$ ) au sein du minéral est contrôlée par la température (Reiners et Brandon, 2006). Ainsi, lorsque la roche refroidit, à partir d'une température spécifique à chaque élément et à chaque minéral considéré, l'isotope fils cesse de diffuser hors du minéral. L'âge estimé correspond alors au moment où l'isotope fils commence à s'accumuler au sein du minéral. La connaissance des paramètres de rétention de l' $^4\text{He}$  dans une phase minérale telle que l'apatite est donc cruciale pour une interprétation exacte des données (U-Th-Sm)/He.

### 2.2.1 Théorie de la diffusion chimique

La théorie de la diffusion se base sur le mouvement aléatoire des molécules tendant vers un équilibre de concentration dans un volume fini (McDougall et Harrison, 1999). Sous l'effet de l'agitation thermique, on observe un déplacement des constituants des zones de forte concentration vers celles de faible concentration. Le déplacement de l' $^4\text{He}$  au sein du cristal est rendu possible grâce à la présence de défauts ponctuels au sein du réseau (Harrison et Zeitler, 2005).

La diffusion de l' $^4\text{He}$  obéit à la première Loi de Fick, selon laquelle en présence d'un gradient de concentration ( $\delta C$ ), il apparaît un flux de matière ( $J$ ) tendant à équilibrer cette concentration. Selon la seconde Loi de Fick, la variation dans le temps du gradient de concentration entraîne une diminution du flux de matière (Harrison et Zeitler, 2005). En combinant les deux lois empiriques, on obtient l'équation de diffusion chimique selon 3 dimensions :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right) \quad (2.2)$$

- où :
- $C(x, y, z, t)$  est la concentration de l' $^4\text{He}$  en un point donné.
  - $D$  est le coefficient de diffusion de l' $^4\text{He}$  dans le cristal. Il dépend de la température, du milieu et de l'élément chimique [ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ].
  - $\delta C$  correspond au gradient de concentration, i.e., une variation de la concentration sur une distance  $\delta x$ ,  $\delta y$  ou  $\delta z$ .

Dans le cas d'un refroidissement lent des roches, la diffusion de l'hélium au sein du cristal varie en fonction de la température. Empiriquement, la manière dont la diffusion de l' $^4\text{He}$  varie est décrite par une relation d'Arrhenius :

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} \exp \left\{ \frac{-E_a - PV_a}{RT} \right\} \quad (2.3)$$

- où :
- $D$  est le coefficient de diffusion [ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ].
  - $D_0$  est le coefficient de diffusion à une température infinie [ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ].
  - $a$  est le rayon du domaine de diffusion [ $\mu\text{m}$ ].
  - $E_a$  est l'énergie d'activation [ $\text{J}.\text{mol}^{-1}$ ].
  - $R$  est la constante des gaz parfaits égale à  $8,3145 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$ .
  - $T$  est la température [ $\text{K}$ ].
  - $P$  est la pression [ $\text{Pa}$ ].
  - $V_a$  est le volume d'activation [ $\text{m}^3.\text{mol}^{-1}$ ].

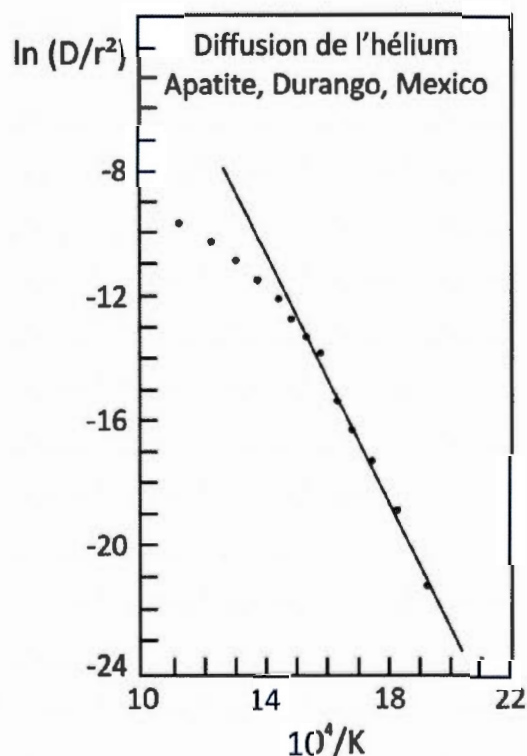
Le terme ( $PV_a$ ) est habituellement nul puisque la plupart des thermochronomètres quantifient l'histoire du refroidissement de la roche pour de faibles profondeurs.

### 2.2.2 Diffusion chimique de l' $^4\text{He}$ dans l'apatite

De nombreuses études en laboratoire (Zeitler et al., 1987 ; Wolf et al., 1996 ; Warnock et al., 1997 et Farley, 2000) ou *in situ* (House et al., 1999 ; Stockli et al., 2000) ont été menées pour mesurer les paramètres de diffusion de l' $^4\text{He}$  dans l'apatite. Expérimentalement, la diffusion de l' $^4\text{He}$  dans les apatites a été quantifiée en mesurant le volume de gaz relâché en chauffant progressivement l'échantillon sous vide (Zeitler et al., 1987 ; Wolf et al., 1996 ; Warnock et al., 1997 et Farley, 2000). Zeitler et al. (1987) ont utilisé cette procédure pour libérer l' $^4\text{He}$  en chauffant étape par étape un cristal d'apatite de Durango. Les grains d'environ 70 à 90  $\mu\text{m}$  de rayon ont été chauffés durant 30 minutes selon 14 températures variant entre 250°C et 1000°C. Ces expérimentations suggèrent que la perte d' $^4\text{He}$  est un processus simple de diffusion volumique activée thermiquement pour des températures inférieures à 300°C. Ceci se traduit par une diffusion de l' $^4\text{He}$  obéissant à la relation d'Arrhenius (équ. 2.3). L'équation d'Arrhenius peut être linéarisée en prenant le logarithme népérien (fig. 2.2) :

$$\ln\left(\frac{D}{a^2}\right) = \ln\left(\frac{D_0}{a^2}\right) - \left(\frac{E_a}{RT}\right) \quad (2.4)$$

Les valeurs logarithmiques de  $D$  (ou  $D/a^2$ ) sont calculées à partir des données expérimentales, tandis que les paramètres tels que l'énergie d'activation  $E_a$  et le terme pré-exponentiel  $D_0/a^2$  sont déterminés respectivement à partir de la pente et de l'ordonnée à l'origine de l'équation 2.4 (fig. 2.2).



**Figure 2.2** Relation d'Arrhenius dérivée des expérimentations de Zeitler et al. (1987) où  ${}^4\text{He}$  est libéré progressivement en chauffant le standard de Durango (modifiée de Faure et Mensing, 2004).

Les paramètres de diffusion ont été initialement calculés par Zeitler et al. (1987) et ensuite confirmés par les travaux de Wolf et al. (1996) et Farley (2000) sur la diffusion de  ${}^4\text{He}$  dans l'apatite de Durango ainsi que dans diverses variétés d'apatites (tabl. 2.1). Ils conduisent à une énergie d'activation variant entre  $\sim 32$  et  $38$  kcal/mol (tabl. 2.1).



**Tableau 2.1**  
Paramètres de diffusion chimique de l' $^4\text{He}$  dans l'apatite pour la datation (U-Th-Sm)/He

Méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite	$E_a$ , Energie d'activation (kcal/mol)	$\ln(D_0/a^2)$ , Terme pré- exponentiel ( $\text{s}^{-1}$ )	$T_c$ , Température de fermeture ( $^{\circ}\text{C}$ )
Zeitler et al. (1987) (Apatite de Durango)	$38,5 \pm 8,1$	$16,4 \pm 2,8$	$105 \pm 30$
Farley (2000) (Apatite de Durango)	$32,9 \pm 0,5$	13,4	68
Wolf et al. (1996) (Apatite de Durango et apatites de gabbros et de tonalites)	$36,3 \pm 1,6$	$18,0 \pm 2,8$	$75 \pm 5$

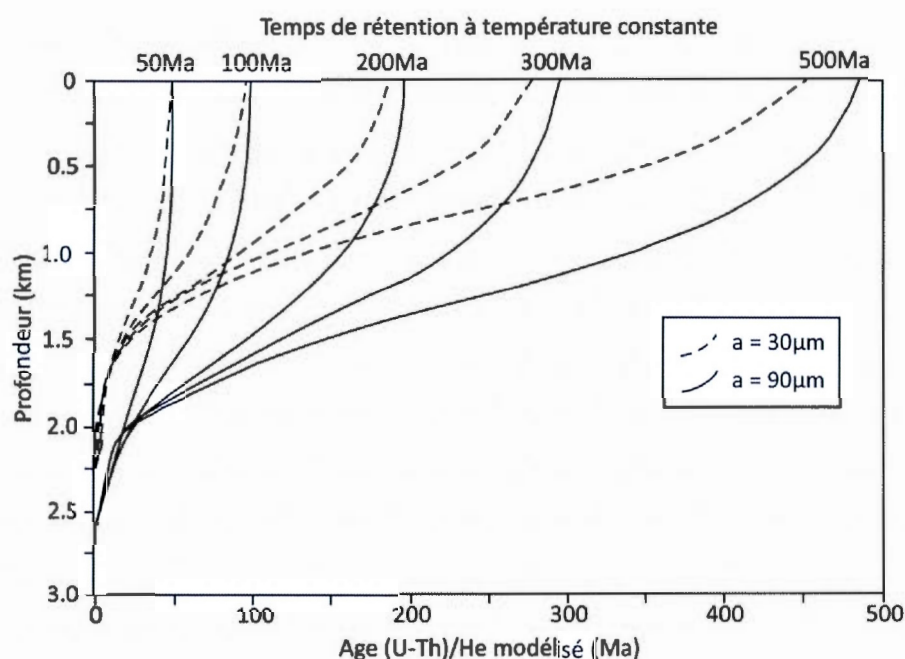
Il est important de noter que les mesures de diffusion réalisées en laboratoire ne peuvent être directement appliquées dans des conditions naturelles. En effet, les coefficients de diffusion sont déterminés à des températures bien plus élevées que celles relevées dans la nature. Ceci implique une extrapolation des données possiblement inexacte, mais nécessaire. Le biais engendré par l'extrapolation des données expérimentales de la diffusion chimique dans des conditions naturelles n'a pas été estimé. Malgré tout, des études menées sur le terrain en Californie, dans les White Mountains (Stockli et al., 2000) ont fourni des preuves convaincantes que les mesures de diffusion de l'hélium en laboratoire peuvent être extrapolées à des conditions naturelles. Dans les White Mountains, l'exhumation associée à des failles normales a permis d'exposer une section continue de roche granitique enfouie préalablement à une profondeur d'environ 7 km. Ce cadre tectonique s'est avéré utile dans la compréhension de la rétention de l'hélium en fonction de la profondeur. Ces résultats sont complétés par des datations (U-Th-Sm)/He sur des échantillons de forages, à travers le bassin d'Otway en Australie, où le profil thermique moderne peut être directement mesuré (House et al., 1999). La détermination empirique du coefficient de diffusion de l'hélium par House et al. (1999) est compatible avec les mesures de diffusion de laboratoire, ce qui démontre que de telles mesures sont raisonnablement précises et peuvent être appliquées avec confiance à des contextes géologiques anciens.

Des efforts ont également été nécessaires afin de déterminer comment les paramètres de diffusion chimique varient selon certaines caractéristiques minéralogiques de l'apatite telles que la taille et la forme du grain, la composition chimique et les défauts du réseau cristallin (Farley, 2000).

Les expérimentations de Farley (2000) indiquent une variation du facteur ( $D/a^2$ ) en fonction de la taille du grain. Le domaine de diffusion de l'hélium correspond donc au grain d'apatite lui-même. Ceci se traduit par un contrôle de la taille des cristaux sur la perte de l'hélium de telle sorte que les cristaux de plus grandes tailles retiennent une fraction plus importante de l'hélium radiogénique. Les âges AHe ne vont pas seulement varier avec l'histoire thermique, mais également avec la taille des cristaux d'apatite. Reiners et Farley (2001) ont présenté une corrélation entre la taille des cristaux et l'âge AHe obtenu sur des apatites provenant des monts Big Horn, dans le Wyoming. Dans cette étude, ils modélisent la distribution théorique des âges AHe dans une section de croûte, entre 0 et 3 km de profondeur, en supposant un gradient géothermique de  $25^\circ\text{C}/\text{km}$  et une température de surface de  $10^\circ\text{C}$ . Selon la figure 2.3, le modèle théorique des âges AHe prédit que quelque soit le taux de refroidissement et la température considérés, les âges AHe des plus petits cristaux seront toujours inférieurs à ceux des plus gros cristaux. De plus, on remarque que l'écart entre ces âges augmente avec un taux de refroidissement de plus en plus lent et lorsque les cristaux d'apatite sont retenus à des températures comprises entre  $30$  et  $60^\circ\text{C}$ . Ce paramètre a donc une grande influence sur la sélection des apatites à dater, mais va également influencer la température de fermeture qui est directement associée à l'âge AHe.

De plus, des études sur l'isotropie de la diffusion de l'hélium dans l'apatite de Durango ont été menées par Farley (2000). La diffusion de  $^4\text{He}$  dans l'apatite de Durango semble légèrement anisotrope. En effet, la perte de l'hélium semble contrôlée par une diffusion perpendiculaire à l'axe  $c$  du cristal d'apatite, chemin le plus rapide pour la libération de ce gaz rare. La géométrie la plus appropriée pour modéliser la diffusion de l'hélium dans les cristaux d'apatite semble donc être un cylindre infini, avec un rayon de diffusion «  $a$  » qui correspond à la demi-largeur du grain (fig. 2.4).



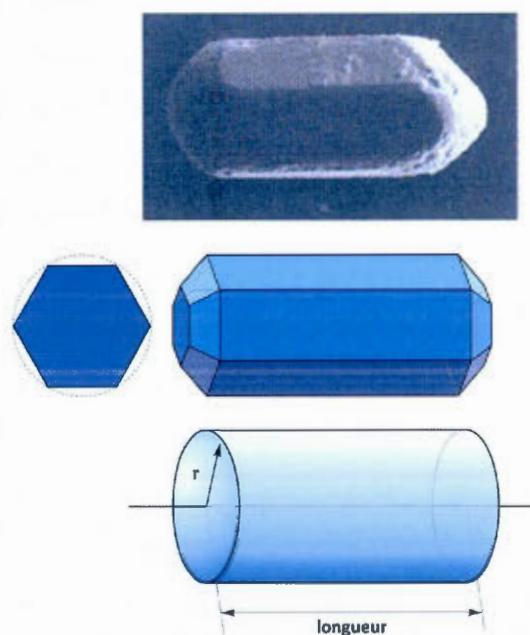


**Figure 2.3** Modélisation des âges (U-Th-Sm)/He dans une section crustale, entre 0 et 3 km de profondeur, en supposant un gradient géothermique de 25°C/km et une température ambiante de 10°C. Les lignes continues et pointillées représentent respectivement les âges pour des cristaux de 90  $\mu\text{m}$  et de 30  $\mu\text{m}$  de rayon (modifiée de Reiners et Farley, 2001).

Selon Wolf et al. (1996), la composition chimique ne joue pas sur les propriétés de diffusion chimique de l'hélium. Cependant, ces analyses n'ont été réalisées que sur seulement quatre échantillons d'apatite. Shuster et al. (2006) ont également déduit à partir de la détermination de la chimie des éléments majeurs de 14 apatites, l'absence d'influence de la composition des apatites sur la diffusion chimique de l'hélium. Il ne semble avoir aucune corrélation entre la diffusion chimique et le ratio F/Cl ou d'autres paramètres chimiques (Shuster et al., 2006).

Concernant les défauts du réseau cristallin (défauts ponctuels ou traces de fission), Zeitler et al. (1987) puis Farley (2000) notent un possible effet sur la diffusion chimique. En effet, l'énergie d'activation et le terme pré-exponentiel diminuent pour des températures supérieures à  $\sim 265^\circ\text{C}$  ; la diffusion de l'hélium diminue et ne respecte plus l'équation d'Arrhenius (fig 2.2). Cette différence dans le comportement coïncide avec le "recuit" des traces de fission (phénomène de réduction voire de disparition des dommages de radiation lors d'une augmentation de la température), suggérant donc un rôle des défauts du réseau

cristallin dans la diffusion de l'hélium à travers les apatites. Les récents travaux de Shuster et al. (2006) ont permis de comprendre comment la cinétique de diffusion de l'hélium répond aux dommages de radiation. Ils se sont basés sur les résultats d'expériences de diffusion de l' $^3\text{He}$  et de l' $^4\text{He}$  d'une quarantaine d'échantillons d'apatites provenant de différentes localités et de différents contextes. La diffusion de l'hélium à travers l'apatite semble ainsi entravée par les dommages liés aux radiations au sein du réseau cristallin (Shuster et al., 2006). Cette hypothèse se base essentiellement sur l'anti-corrélation entre le coefficient de diffusion chimique ( $\log_{10}(D/a^2)$ ) et la concentration de l'hélium ( $\log_{10}[^4\text{He}]$ ), proxy mesurable des dommages de radiation des séries d'U et de Th (fig. 2.5). En considérant la désintégration  $\alpha$  comme la principale source des dégâts de radiation, Shuster et al. (2006) suggèrent que la concentration d'hélium ( $[\text{He}]$ ) permet de ce fait d'estimer les dommages de radiation induits par les désintégrations des séries U et Th. A partir des données expérimentales de diffusion chimique, Shuster et al. (2006) ont donc élaboré un modèle empirique qui est basé sur la relation d'Arrhenius et qui tient compte des dommages de radiation.



**Figure 2.4** Représentation d'un cristal d'apatite et de sa forme cristalline, un prisme hexagonal. Le cylindre correspond au volume le plus approprié pour la modélisation de la diffusion volumique de l'hélium à travers les grains d'apatite, où  $r$ , le rayon de diffusion, correspond à la demi-largeur du grain (modifiée de Kasanzu et al., 2011).

L'équation 2.5 relie la diffusion à la température et aux dommages de radiation via la concentration en hélium :

$$\frac{D(T, {}^4\text{He})}{a^2} = \frac{\frac{D_0}{a^2} \exp\left(\frac{-E_a}{RT}\right)}{\left(k_0 \cdot \eta \cdot [{}^4\text{He}] \cdot \exp\left(\frac{E_t}{RT}\right)\right) + 1} \quad (2.5)$$

- où :
- D est le coefficient de diffusion [ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ].
  - $D_0$  est le coefficient de diffusion à une température infinie [ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ].
  - a est le rayon du domaine de diffusion [ $\mu\text{m}$ ].
  - $E_a$  est l'énergie d'activation [ $\text{J.mol}^{-1}$ ].
  - R est la constante des gaz parfaits égale à  $8,3145 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$ .
  - $E_t$  est la barrière d'énergie requise pour que l'atome d'hélium sorte de la région endommagée par les radiations [ $\text{J.mol}^{-1}$ ].
  - T est la température [K].
  - ${}^4\text{He}$  est la concentration en hélium dans l'apatite.
  - $\eta$  est la constante de proportionnalité qui relie la concentration de l'hélium à la fraction volumique des dommages de radiations [ $\text{gm/nmol}$ ].
  - $k_0$  est une constante qui est définie comme le rapport entre l'hélium "piégé" dans les lacunes cristallines et l'hélium "libre" migrant à travers la matrice cristalline.

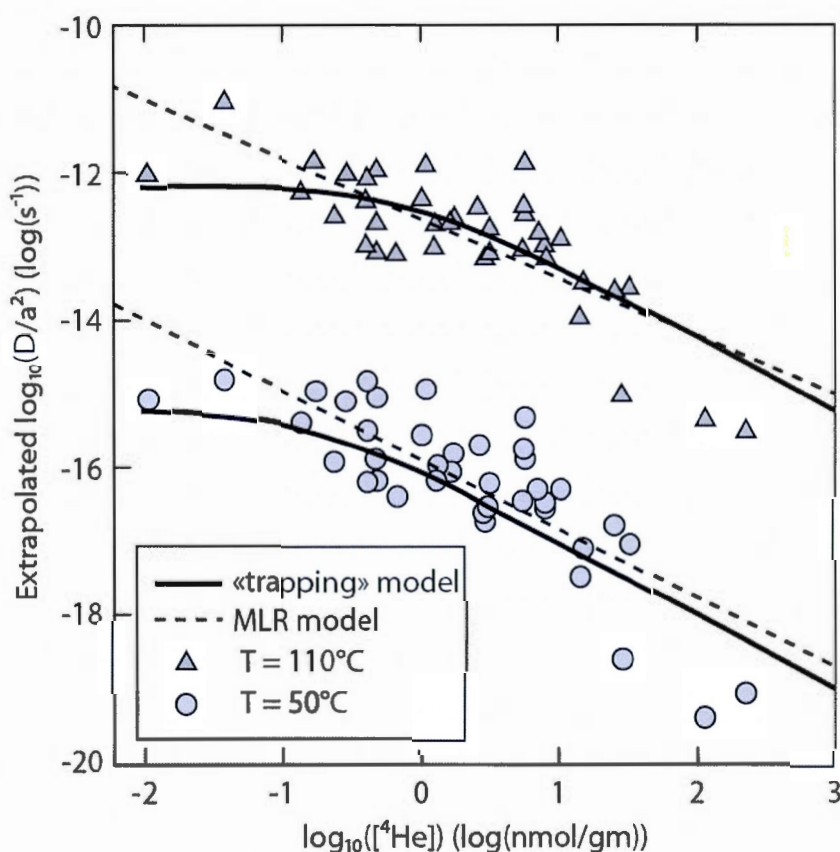
Cependant, il faut être prudent à ne pas trop simplifier les relations entre dommages de radiation et teneur en hélium puisque la perte d'hélium par diffusion et l'étendue des dommages de radiation évoluent différemment avec la température (Shuster et al., 2006). Ainsi, sous certaines conditions, la concentration en hélium et les dommages de radiations ne s'accumulent plus de manière proportionnelle. Par exemple, les dommages de radiation peuvent s'accumuler à des températures où la perte de l'hélium est encore effective. Similairement, les dommages de radiation peuvent disparaître partiellement à une vitesse différente de celle à laquelle l'hélium disparaît. Flowers et al. (2009) et en parallèle Gautheron et al. (2009) ont donc affiné le modèle de piégeage de l'hélium élaboré par Shuster et al. (2006) en prenant en compte dans l'évolution de la vitesse de diffusion de l'hélium l'accumulation des dommages de radiation et le phénomène de "recuit". Les deux modèles sont similaires et se basent sur les mêmes principes. On a donc choisi de ne présenter que le modèle de Flowers et al. (2009) puisque le modèle de Gautheron et al.



(2009) ne peut être pris en compte dans le programme HeFTy (Ketcham, 2009) qui est sélectionné pour la modélisation. Ainsi, Flowers et al. (2009) constatent à partir de nouvelles expérimentations de diffusion chimique et de recuit que le ralentissement de la diffusion chimique est provoqué par l'accumulation des dommages de radiation et que le recuit thermique de ces derniers inverse cet effet (Flowers et al., 2009). Flowers et al. (2009) ont donc établi des paramètres de vitesse de diffusion en fonction de la température et de la densité effective des traces de fission ( $ep_s$ ). La corrélation entre la température de fermeture et la densité effective des traces de fission ( $ep_s$ ) justifie l'emploi de ce terme comme un proxy du volume des dommages de radiation dans les échantillons durant leur accumulation et leur recuit (Flowers et al., 2009). Le terme  $ep_s$  semble plus adéquat que la concentration en hélium pour estimer la densité des dégâts de radiation puisque les concentrations d'hélium ne peuvent être utilisées comme proxy lors du recuit des dégâts de radiation. Une approche empirique a donc été adoptée pour remplacer  $k_0 \cdot \eta \cdot [^4\text{He}]$  de l'équation de diffusion de Shuster et al. (2006 ; éq 2.5) par une relation qui prend en compte la densité effective des traces de fission (Flowers et al., 2009). Le meilleur terme qui fut en adéquation avec les données expérimentales est égal à  $(\Psi_p ep_s + \Omega_p ep_s^3)$  où  $\Psi_p$  et  $\Omega_p$  sont des constantes empiriques et  $ep_s$  représente la densité effective des traces de fission (Flowers et al., 2009).

Shuster et al. (2006) ont tenté d'expliquer à l'échelle de l'atome le ralentissement de la diffusion de l'hélium attribué aux dommages de radiation. Ces derniers sont généralement causés par différents phénomènes liés à la radioactivité naturelle du cristal. Des défauts cristallins isolés ou des lacunes peuvent ainsi apparaître et traduisent un endommagement du réseau cristallin. En plus de l'ionisation des éléments par la désintégration  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$ , les séries d'actinides provoquent aussi des milliers de déplacements permanents d'atomes. Ce déplacement est causé par le mouvement de recul des atomes lourds fils, par le mouvement opposé des particules  $\alpha$  et, dans une moindre mesure, lors de la fission spontanée de l'uranium à l'origine des traces de fission (Shuster et al., 2006). On sait que lors de la diffusion, le déplacement des atomes d'hélium vers l'extérieur du cristal demande une certaine énergie d'activation,  $E_a$  (éq. 2.3 ; fig. 2.6). Lorsque l'hélium diffuse à travers le cristal et se retrouve dans un espace vacant, l'énergie nécessaire au déplacement dans cette lacune cristalline est plus faible que l' $E_a$  (fig. 2.6). Cependant, la différence d'énergie entre le réseau cristallin et les sites vacants entraîne le "piégeage" des atomes d'hélium dans les sites

endommagés. En effet, pour sortir de ces sites et retourner à nouveau dans la matrice cristalline, les atomes d'hélium doivent dépasser une barrière d'énergie supérieure à l'énergie d'activation (fig. 2.6). Cette énergie additionnelle,  $E_t$ , freine alors la progression de l'hélium lors de sa diffusion vers l'extérieur du cristal. L'effet direct est ainsi une diminution de la diffusion effective de l'hélium à travers les cristaux endommagés par les radiations.



**Figure 2.5** Valeurs du coefficient de diffusion ( $\log_{10}(D/a^2)$ ) extrapolées à des températures situées entre 150°C et 30°C en fonction du logarithme décimal de la concentration en  $^4\text{He}$  ( $\log_{10}([^4\text{He}])$ ). Chaque cercle gris et chaque triangle gris correspondent à la cinétique de diffusion d'un échantillon extrapolée respectivement à 50°C et 110°C. La ligne en pointillé représente les résultats du modèle de régression linéaire basé uniquement sur la relation d'Arrhenius. La courbe noire représente le modèle empirique de "piégeage" de l'hélium, qui tient compte de l'effet des dommages de radiation sur l' $^4\text{He}$  (modifiée de Shuster et al., 2006).

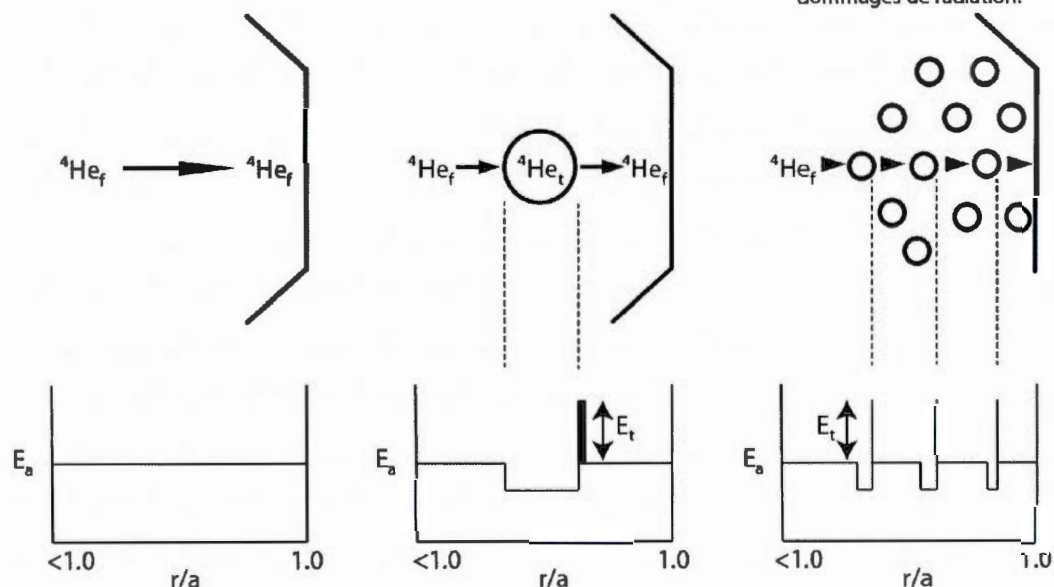


### A) Déplacement d'un atome d'He par diffusion vers l'extérieur du cristal.

(a) Sans dommage de radiation.

(b) Avec dommage de radiation.

(c) Augmentation des dommages de radiation.



B) Profil de l'énergie d'activation  $E_a$  dans un cristal, représenté comme une sphère de rayon  $a$ . La position radiale de l'He est représentée par  $r$ .

**Figure 2.6** Modèle schématique de l'influence potentielle des sites isolés des dommages de radiation sur la cinétique de l'hélium. Si  $r/a = 1$ , l'atome est à la surface du cristal.  $He_f$  représente l'atome libre dans la matrice cristalline non endommagée,  $He_t$  représente l'atome piégé dans les dommages radiations.  $E_a$  est l'énergie d'activation pour une diffusion volumique sans dommages de radiation et  $E_t$  est l'énergie nécessaire aux atomes d'hélium de s'extirper des sites vacants (modifiée de Shuster et al., 2006).

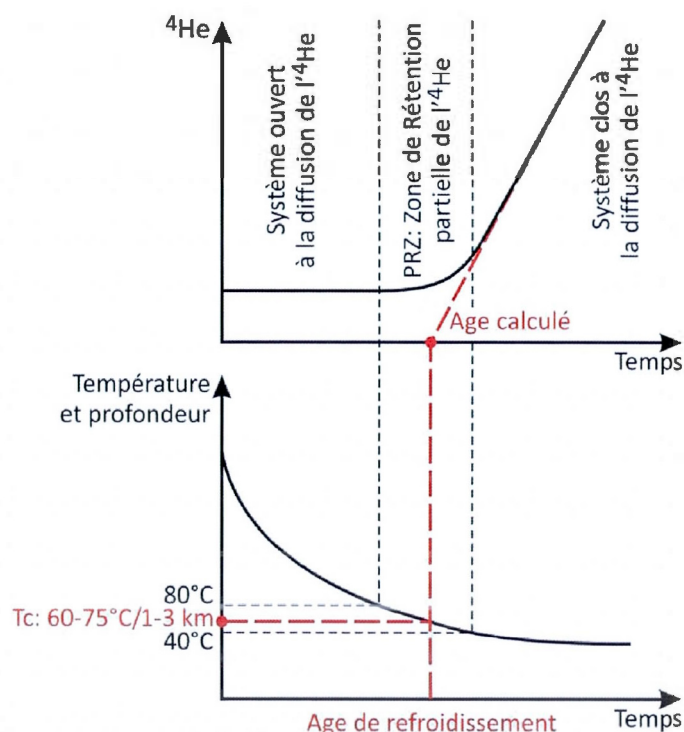
Shuster et al. (2006) et Flowers et al. (2009) ont donc prouvé qu'avec l'augmentation de la densité des dommages de radiations, l'apatite retient plus d'hélium. Ceci est d'autant plus vrai lorsque les échantillons d'apatite sont soumis à un réchauffement après une accumulation considérable de dommages de radiation (Shuster et al., 2006). On a pu remarquer également que l'étendue des dommages de radiation évolue avec la température : la fraction du volume des dommages de radiation a tendance à augmenter lors du refroidissement des roches, à partir de températures inférieures à  $\sim 150^\circ\text{C}$  (Shuster et al., 2006). La variation des dommages de radiations (accumulation ou "recuit") doit donc provoquer une variation de la diffusion de l'hélium au cours du temps (Shuster et al., 2006). Ainsi, lors du refroidissement des roches, la vitesse de diffusion de l'hélium ne cessera de

diminuer avec l'accumulation des dommages de radiation. La vitesse de diffusion de l'hélium semble donc varier avec le temps et de la même façon semble variée de grain en grain, en fonction de la concentration de l'U et du Th qui sont les actinides à l'origine des dommages de radiation (Shuster et al., 2006).

D'importantes conséquences sont envisageables, si l'on considère une évolution temporelle de la diffusion de l'hélium à travers l'apatite. Flowers et al. (2009) ont élaboré le nouveau modèle RDAAM (*Radiation Damage Accumulation and Annealing Model*) qui prend en compte l'évolution temporelle de la diffusion de l'hélium, à la différence du modèle conventionnel. La simulation d'histoire thermique courante à partir du modèle permet ainsi de déterminer les conséquences envisageables. Ainsi, le modèle RDAAM prédit généralement une corrélation positive non-linéaire entre les âges (U-Th-Sm)/He et l'eU pour des apatites avec une large gamme d'eU (Flowers et al., 2009). On s'attend également à des âges significativement plus vieux avec l'emploi de ce modèle. Par exemple, avec un taux de refroidissement de  $1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , l'âge AHe passe de 65 à 72 Ma lorsque les teneurs eU évoluent de 50 à 100 ppm selon le modèle RDAAM (Flowers et al., 2009). Alors que pour le même taux de refroidissement ( $1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ ), l'âge AHe reste constant quelque soit la teneur eU des apatites et est égal à 55 Ma, selon le modèle conventionnel de Farley (2000). On atteint ainsi un écart d'âge de 10 à 17 Ma entre les deux modèles de diffusion de l'hélium (Farley, 2000 ; Flowers et al., 2009), soit un vieillissement des âges AHe de 18 à 30 % pour des teneurs en eU de 50 et 100 ppm respectivement (Flowers et al., 2009). En revanche, pour un taux de refroidissement classique de  $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , l'écart d'âge AHe entre les deux modèles de diffusion de l'hélium est moins important : il ne varie que de  $\pm 3$  Ma pour un âge AHe de 53 Ma établi selon le modèle de diffusion conventionnel et quelque soit la teneur en eU (Flowers et al., 2009). Ceci représente une variation d'âge AHe de  $\pm 6$  %. Il est important finalement de noter que l'influence des dommages de radiations sur la diffusion de l'hélium est considérable et dépasse de loin les autres paramètres contrôlant la diffusion, incluant la taille des grains (Shuster et al., 2006).

### 2.3 Rétention partielle de l'hélium dans l'apatite (HePRZ)

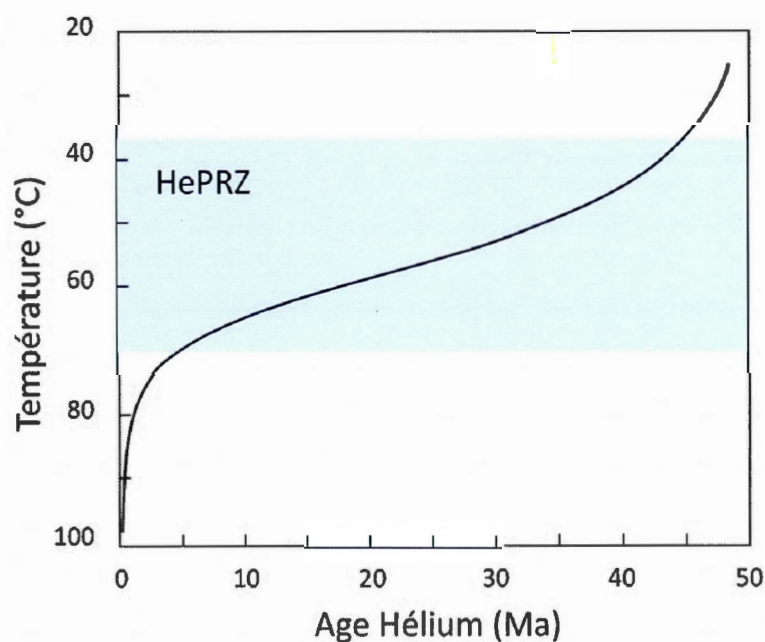
Considérant un bloc crustal créé instantanément et soumis à un gradient géothermique constant, on peut s'attendre à une évolution des âges AHe en fonction de la profondeur en raison de la relation systématique entre la température et la profondeur. A la surface de la Terre et à des profondeurs correspondant à des températures inférieures à  $\sim 40^\circ\text{C}$ , l'hélium est quantitativement retenu et les âges AHe reflètent le temps de refroidissement de la roche (Farley, 2002 ; fig. 2.7). En revanche, à des températures supérieures à  $\sim 80^\circ\text{C}$ , l'hélium est libéré par diffusion aussi rapidement qu'il est produit par désintégration, les âges AHe restent pratiquement nuls (Farley, 2002 ; fig. 2.7). Entre ces deux zones de rétention complète ou de perte complète, se situe la zone de rétention partielle de l'hélium (HePRZ ; fig. 2.7).



**Figure 2.7** Evolution temporelle de l' $^4\text{He}$  lors du refroidissement d'une roche. La température de fermeture est associée à l'âge de refroidissement. La PRZ correspond à la zone où le système est partiellement ouvert à la diffusion (modifiée de Dodson, 1973).

Wolf et al. (1998) ont défini une zone de rétention partielle qui prend en compte à la fois la perte et la production d'hélium. La solution analytique de l'équation de production-diffusion de Wolf et al. (1998), couplée avec les données publiées sur la diffusion chimique

de l'hélium (Wolf et al., 1996), démontrent que la zone de rétention partielle s'étend bien de  $\sim 40^{\circ}\text{C}$  à  $80^{\circ}\text{C}$  (Wolf et al. 1998 ; fig. 2.8). Dans cette région, les âges AHe sont extrêmement sensibles à la température et peuvent varier de quelques millions d'années pour de faibles variations de profondeur ou de température (Farley, 2002 ; fig. 2.8). En effet, les âges vont d'abord augmenter significativement puisqu'avec la diminution de la température, la diffusion chimique diminue ; la production d'hélium par désintégration dépasse alors la perte d'hélium par diffusion. Ensuite, avec l'augmentation de la concentration d'hélium dans le cristal, un gradient de concentration plus important apparaît, provoquant une augmentation de la diffusion (Farley, 2002).

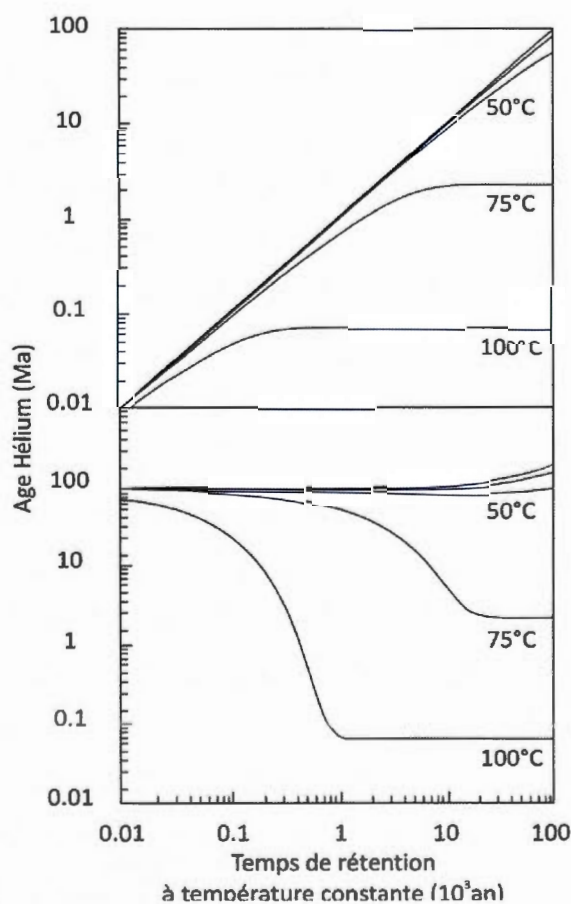


**Figure 2.8** Evolution de l'âge AHe sur apatite en fonction de la température pour un temps de rétention de 50 Ma à température constante. La zone de rétention partielle (HePRZ, zone grisâtre) est définie comme la gamme de température pour laquelle l'âge AHe varie entre 10 % et 90 % du temps de rétention appliqué, soit entre 5 et 45 Ma (modifiée de Wolf et al., 1998).

Après une période suffisamment longue, un équilibre entre la production radiogénique et la diffusion de l'hélium est atteint, permettant d'obtenir une teneur constante d'hélium et donc un âge AHe d'équilibre. Wolf et al. (1998) ont montré que pour un temps de rétention suffisant (dans la littérature : « holding time »), le cristal maintenu à une température



constante, atteint un âge AHe à l'équilibre :  $\text{Age He}_{\text{eq}} = t_{\text{eq}} \sim 15a^2/D$ , où  $D$  est le taux de diffusion de l'hélium et  $a$  le rayon du domaine de diffusion. Cet état d'équilibre varie en fonction de la température pour un temps de rétention constant (Wolf et al., 1998 ; fig. 2.9). Ainsi, l'âge  $\text{AHe}_{\text{eq}}$  est atteint plus rapidement pour des températures plus élevées (fig. 2.9). Par exemple, une apatite maintenue à 75°C durant ~ 17 Ma va atteindre un âge  $\text{AHe}_{\text{eq}}$  d'environ 2,3 Ma (Wolf et al., 1998 ; fig. 2.9). En revanche, la même apatite maintenue à 25°C va atteindre un âge  $\text{AHe}_{\text{eq}}$  d'environ 100 Ma, mais nécessite plus de 100 000 ans pour y arriver (Wolf et al., 1998 ; fig. 2.9).



**Figure 2.9** Evolution des âges AHe en fonction du temps pour des apatites maintenues à la même température, pour différentes valeurs. Dans le graphique du haut, les apatites ne sont censées présenter aucune concentration d'hélium. Dans le graphique du bas, les apatites sont supposées avoir un âge AHe initial de 100 Ma. Les courbes non légendées représentent des températures de rétention de 25°C et 40°C (modifiée de Wolf et al., 1998).

Les travaux de Stockli et al. (2000) ont confirmé l'existence de la zone de rétention partielle dans des conditions naturelles. La datation (U-Th-Sm)/He sur apatites a été réalisée le long d'une section de croûte continue exhumée lors d'un jeu en faille normale. Les âges (U-Th-Sm)/He apparents diminuent avec la paléo-profondeur et passent de  $57,5 \pm 0,9$  Ma à  $12,1 \pm 1,1$  Ma pour des paléo-profondeurs supérieures à 4,5 km. Stockli et al. (2000) ont identifié sur le profil d'âge AHe une zone de rétention partielle (HePRZ) entre 40 et 80°C, où les âges AHe apparents varient rapidement et passent de 15 Ma à 55 Ma. L'identification de cette zone de rétention partielle sur des échantillons *in situ* représente une évidence géologique robuste que les températures calculées pour la zone de rétention partielle de l'hélium en laboratoire sont correctes.

#### 2.4 La Température de fermeture, $T_c$

Dodson (1973) a publié une solution analytique de l'évolution d'un thermochronomètre en supposant un refroidissement constant des roches et une diffusion volumique des éléments, sensible à la température. Cette solution fournit une estimation de la température de fermeture,  $T_c$ , définie comme la température associée à l'âge du minéral daté (fig. 2.7). Par définition, un âge de refroidissement est associé à une température unique lors du refroidissement des roches, même si la zone de rétention partielle souligne le fait que le thermochronomètre se déclenche pour une gamme de température. Dodson (1973) a estimé la température de fermeture selon l'équation suivante :

$$T_c = \frac{E_a}{R \ln \left[ \frac{A R T_c^2 D_0}{a^2 E_a (dT/dt)} \right]} \quad (2.6)$$

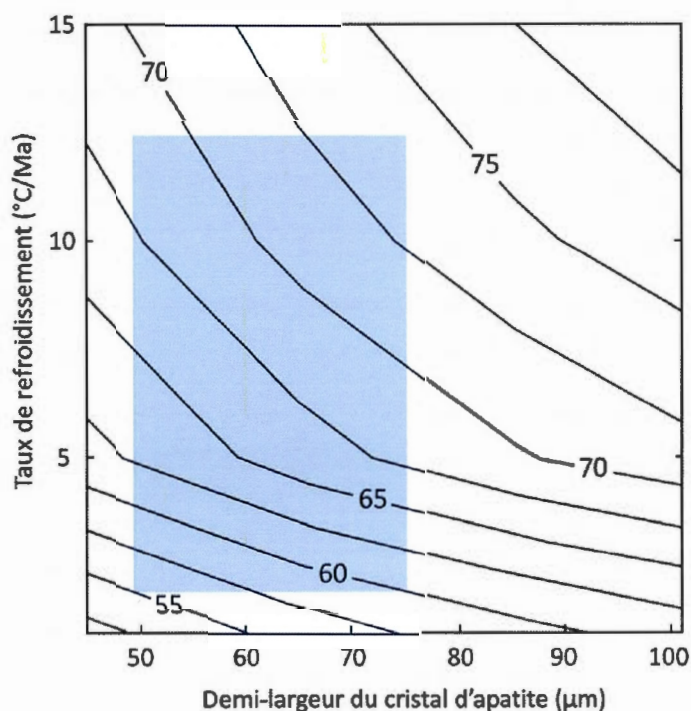
- où :
- $T_c$  correspond à la température de fermeture [K].
  - $R$  est la constante des gaz parfaits et est égale à  $8,3145 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$ .
  - $(dT/dt)$  est la vitesse de refroidissement [ $\text{K.s}^{-1}$ ].
  - $a$  est le rayon de diffusion de l' $^4\text{He}$ , i-e la demi-largeur du grain d'apatite [ $\text{m}^2$ ].
  - $D_0$  est le coefficient de diffusion à une température infinie [ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ].
  - $E_a$  est l'énergie d'activation [ $\text{J.mol}^{-1}$ ].

- A est la constante de la géométrie de diffusion. A vaut 27 selon l'hypothèse où le volume de diffusion d'un cristal d'apatite est un cylindre infini. Dans le cas d'une géométrie de diffusion sphérique ou planaire, A est égal à 55 et 8,7 respectivement.

Selon l'équation 2.6, la température de fermeture dépend de caractères intrinsèques au cristal tel que la diffusion chimique de l'hélium à travers le cristal d'apatite, mais également de facteur externe tel que la vitesse de refroidissement. La variation de la température de fermeture selon la taille du grain d'apatite et le taux de refroidissement, illustré sur la figure 2.10, est basée sur les travaux de Farley (2000) sur l'apatite de Durango. Une plus grande perte d'hélium y est attendue dans les petits cristaux étant donné que le domaine de diffusion de l'hélium est peu important. Puisque la température de fermeture désigne la température à partir de laquelle l'hélium est piégé dans le cristal, cette dernière va donc diminuer avec la taille des cristaux. Par exemple, lorsque la dimension du cristal d'apatite passe de 50 à 150  $\mu\text{m}$ , la température de fermeture augmente de 10°C (Farley, 2000 ; fig. 2.10). Il en va de même pour la vitesse de refroidissement ; plus le taux de refroidissement est lent, plus l'arrêt de la diffusion sera lent et plus les températures de fermeture seront basses (fig. 2.10). Ainsi, pour la température de fermeture de l'hélium dans l'apatite, si le taux de refroidissement est multiplié par 1000 ( $0,1 \rightarrow 100^\circ\text{C}/10^6$  ans),  $T_c$  double ( $40 \rightarrow 80^\circ\text{C}$ ) (Reiners et Brandon, 2006).

La température de fermeture de Dodson (1973) varie donc en fonction de facteurs indépendants et propres au cristal comme la vitesse de refroidissement et la taille des grains d'apatite. Les récentes études (Flowers et al., 2009 ; Shuster et al., 2006 ; Gautheron et al., 2009) sur la compréhension des phénomènes physiques et chimiques régissant la diffusion chimique de l'hélium ont également révélé l'existence de nouveau facteur influençant  $T_c$  : les dommages de radiation. Shuster et al. (2006) remarque ainsi une corrélation apparente entre la température de fermeture et la concentration en hélium :  $T_c$  augmente linéairement en fonction du logarithme décimal de la teneur en hélium. Cette observation semble plus logiquement attribuée à la corrélation entre la concentration en hélium et les dommages de radiation induit par la désintégration  $\alpha$  des séries d'actinides de l'U et du Th, énumérée précédemment (section 2.2.2). Le modèle de piégeage de l'hélium prédit également une forte dispersion de la température de fermeture en fonction de la vitesse de refroidissement et de la concentration effective d'uranium, eU. Par exemple, pour des températures où l'accumulation

des dommages de radiation est possible, une apatite avec une eU élevée présentera une forte densité de dommages de radiation et donnera une température de fermeture plus élevée qu'une apatite avec une faible eU (Flowers et al., 2009).  $T_c$  peut ainsi différer de  $\pm 15^\circ\text{C}$  de la température de fermeture communément admise ( $60\text{--}75^\circ\text{C}$  ; Ehlers et Farley, 2002). Enfin, au cours du refroidissement des roches, les dommages de radiation ne cessent de s'accumuler au sein de l'apatite pour des températures inférieures à  $\sim 150^\circ\text{C}$ , causant une diminution de la diffusion mais également une augmentation de la  $T_c$  au cours du temps. Ceci implique que la  $T_c$  réelle, correspondant à l'âge de refroidissement, est plus basse que la  $T_c$  que l'on observe de nos jours (Shuster et al, 2006).



**Figure 2.10** Température de fermeture ( $T_c$ ) de l'hélium en fonction de la taille des cristaux d'apatite et du taux de refroidissement.  $T_c$  est calculée en supposant  $E_a = 33 \text{ kcal/mol}$  et  $D_0 = 50 \text{ cm}^2/\text{s}$  et une géométrie sphérique de la diffusion de l'hélium. La région grisâtre indique la gamme de  $T_c$  observée typiquement dans la nature (modifiée de Farley, 2002).

Généralement, les données de diffusion indiquent une  $T_c$  dans les apatites de  $60\text{--}75^\circ\text{C}$ , pour un taux de refroidissement de  $10^\circ\text{C}/10^6 \text{ an}$  (Ehlers et Farley, 2002). Wolf et al. (1996) ont calculé également une température de fermeture plus proche des valeurs actuelles de

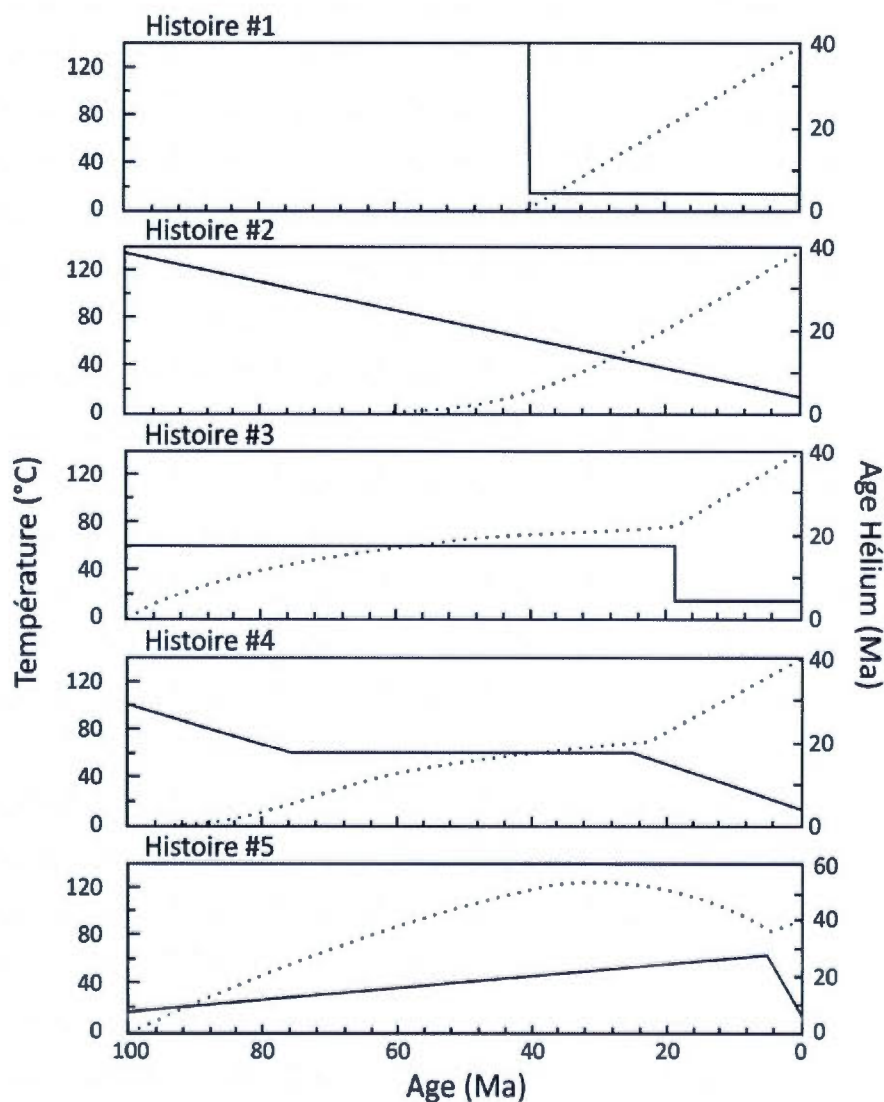


75°C  $\pm$  5°C (tabl. 2.1). Farley (2000) a affiné la  $T_c$  de l'hélium de l'apatite de Durango à 68°C pour un cristal avec un rayon de 100  $\mu$ m et un taux de refroidissement de 10°C par million d'année (tabl. 2.1). La méthode (U-Th-Sm)/He est donc basée sur une  $T_c$  relativement basse; la rendant sensible à l'exhumation des roches à travers la croûte superficielle, sur environ 1 à 3 km de profondeur.

La température de fermeture définie par Dodson (1973 ; éq. 2.6) est uniquement applicable pour un refroidissement à taux constant, par exemple lors de l'érosion d'une chaîne de montagne (Reiners et Brandon, 2006). Wolf et al. (1998) ont cependant démontré que l'utilisation d'un modèle direct permettait d'élargir l'utilisation de la méthode (U-Th-Sm)/He à des systèmes géologiques dont le taux de refroidissement n'est pas nécessairement constant. La modélisation directe permet donc de donner un sens aux âges apparents (U-Th-Sm)/He pour des roches ayant résidé pour une période prolongée dans la zone de rétention partielle.

De nombreux exemples utilisant la modélisation directe pour répondre à différentes problématiques géologiques ont été appliqués avec succès (Stockli et al., 2000 ; Reiners et Farley, 2001). La figure 2.11 illustre les différents chemins temps-température (t-T) possibles conduisant à un même âge AHe apparent (Wolf et al., 1998). Dans le premier cas (1<sup>er</sup> graphique de la figure 2.11), on observe un refroidissement rapide à 40 Ma. Ce chemin temps-température représente une évolution simple qui peut être appliquée à un contexte d'éruption volcanique. Dans le deuxième cas (2<sup>ème</sup> graphique de la figure 2.11), le refroidissement est réalisé à taux constant, et la température passe de 135°C à 15°C en 100 Ma. Ce chemin temps-température est typique d'un contexte d'exhumation par érosion. Dans le troisième cas (3<sup>ème</sup> graphique de la figure 2.11), l'échantillon est maintenu à 60°C durant 80 Ma et subi un refroidissement rapide aux alentours de 20 Ma pour atteindre une température de 15°C. Ce chemin temps-température peut être appliqué à une exhumation tectonique des roches. Il en va de même pour le quatrième cas (4<sup>ème</sup> graphique de la figure 2.11), à la seule différence que deux épisodes de refroidissement plus lents sont enregistrés. Pour le dernier cas (5<sup>ème</sup> graphique de la figure 2.11), l'échantillon subi un réchauffement durant 95 Ma où la température passe de 15°C à 100°C et ensuite subi un refroidissement rapide durant les cinq derniers millions d'années. Ce type d'histoire thermique peut

s'appliquer à un bassin sédimentaire en subsidence qui ensuite est réactivé tectoniquement. Toutes ces histoires thermiques aboutissent à un âge AHe identique de 40 Ma.



**Figure 2.11** Modélisation de l'évolution de l'âge AHe (· · · · ·) pour quelques chemins temps-température caractéristiques (—). Toutes ces histoires thermiques aboutissent à un âge AHe identique de 40 Ma. La 1<sup>ère</sup> histoire thermique peut être appliquée à des roches volcaniques. La 2<sup>ème</sup> histoire thermique est typique d'une exhumation par érosion. La 3<sup>ème</sup> histoire thermique peut être appliquée à une exhumation tectonique des roches. Il en va de même pour la 4<sup>ème</sup> histoire thermique, mais les deux épisodes de refroidissement sont plus lents. La 5<sup>ème</sup> histoire thermique peut s'appliquer à un bassin sédimentaire en subsidence qui ensuite est réactivé tectoniquement (modifiée de Wolf et al., 1998).

On remarque donc que la seule détermination d'un âge AHe n'est pas suffisante pour contraindre l'histoire thermique des roches. La modélisation directe est alors nécessaire pour contraindre le chemin temps-température du thermochronomètre et donner un sens géologique aux âges AHe apparents obtenus à partir des concentrations d'He et des isotopes pères des échantillons.

## 2.5 Distribution des isotopes pères et fils au sein des cristaux d'apatite

### 2.5.1 L'émission des particules $\alpha$

Pour toute application de la méthode (U-Th-Sm)/He, une étude minutieuse des conséquences des énergies de désintégration  $\alpha$  est cruciale. Les particules  $\alpha$  émises lors des séries de désintégration de l'U et du Th sont assez énergétiques pour se propager sur une distance d'environ 20  $\mu\text{m}$  à travers les grains d'apatite (Farley et al., 1996 ; tabl. 2.2). La distance d'arrêt des particules est contrôlée par l'énergie de désintégration initiale, la composition et surtout par la densité du milieu traversé ( $d_{\text{apatite}} : 3,2 \text{ g/cm}^3$ ) (Farley et al., 1996). Selon les données reportées dans le tableau 2.2, on remarque que cette distance est plus courte dans la chaîne de désintégration de l' $^{238}\text{U}$ , suivi par celle du  $^{232}\text{Th}$  et ensuite de l' $^{235}\text{U}$ , reflétant les différences d'énergies de désintégration de chaque série.

**Tableau 2.2**  
Distance d'arrêt des particules  $\alpha$  à travers des grains d'apatite  
(modifié de Farley et al., 1996)

Série de désintégration	Energie de désintégration $\alpha$	Distance d'arrêt des particules $\alpha$
$^{238}\text{U}_{\text{moyen}}$	5,36 MeV	19,68 $\mu\text{m}$
$^{235}\text{U}_{\text{moyen}}$	5,94 MeV	22,83 $\mu\text{m}$
$^{232}\text{Th}_{\text{moyen}}$	5,85 MeV	22,46 $\mu\text{m}$

Les travaux de Farley et al. (1996) ont ainsi permis de déterminer les distances d'arrêt des particules  $\alpha$  dans différents cristaux susceptibles d'être utilisés pour la datation (U-Th-Sm)/He tels que l'apatite, et d'évaluer l'effet de l'émission de ces particules sur les âges AHe. Pour une bonne approximation, les différentes distances d'arrêt calculées par Farley et

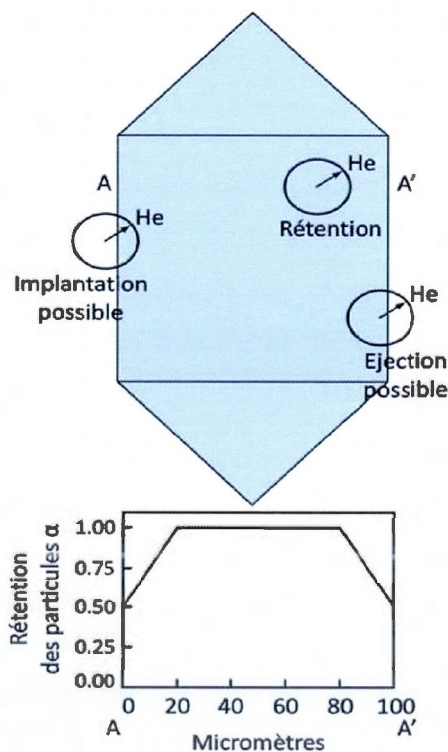
al. (1996) (tabl. 2.2) représentent le rayon d'une sphère où les particules  $\alpha$  viennent s'immobiliser sur la surface et centré sur le site du noyau parent.

Sur la figure 2.12, trois cas sont présentés :

- Si l'isotope parent est proche du bord du cristal (distance inférieure à 20  $\mu\text{m}$ ) alors la particule a 50 % de chance d'être éjectée hors du cristal. L'augmentation de probabilité d'éjection des particules  $\alpha$  est illustrée schématiquement dans la partie inférieure de la figure 2.12.

- Si l'isotope parent est éloigné des bords du cristal (distance supérieure à 20  $\mu\text{m}$ ) alors la particule reste au sein du cristal, quelque soit sa trajectoire.

- Si la désintégration a eu lieu à l'extérieur du cristal, elle peut conduire à l'implantation de particules  $\alpha$  dans celui-ci.



**Figure 2.12** Effets de l'éjection des particules  $\alpha$  sur le profil de concentration d'hélium dans un grain d'apatite de la forme idéale d'un prisme hexagonal. Le centre du cercle désigne le site de l'isotope parent tandis que le périmètre désigne les positions possibles de la particule après émission. Le graphique du bas désigne schématiquement comment l'émission  $\alpha$  affecte la rétention des particules sur le tracé A-A' (modifiée de Farley, 2002).

Puisque ce phénomène est restreint à la périphérie du cristal, une ablation chimique ou mécanique de la surface du grain élimine normalement cet effet. Cependant, le domaine de diffusion de l'hélium correspondant au grain lui-même (Farley, 2000), on s'attend donc à une



perte par diffusion d'hélium plus importante sur les bords du cristal qu'au cœur du grain, et donc une concentration en hélium moins importante sur les bords du cristal. La suppression de la partie externe du cristal d'apatite donnerait des concentrations en hélium plus élevées et une surestimation des âges AHe (Farley, 2002). Cette approche est appropriée uniquement pour de larges cristaux, où le domaine de diffusion est bien plus important que celui de l'éjection des particules  $\alpha$ , ou pour la datation de minéraux ayant refroidi extrêmement rapidement, comme pour les téphras. Dans le cadre de cette étude, on s'attend à un refroidissement relativement lent dans des cristaux d'apatite où le domaine de diffusion est équivalent à celui de l'éjection des particules  $\alpha$  ; l'ablation de la partie externe du cristal n'est donc pas recommandée.

Si aucune correction n'est apportée, la propagation des particules  $\alpha$  peut cependant causer une sous-estimation des âges AHe réels. Farley et al. (1996) ont donc développé un modèle quantitatif pour estimer l'effet d'éjection des particules  $\alpha$  sur les âges AHe en se basant sur la géométrie et la taille des grains d'apatite. La correction apportée se base sur différents postulats :

- L'implantation de particules  $\alpha$  semble être dérisoire en comparaison à la production d' $^4\text{He}$  *in situ*.
- La distribution de l'U et du Th dans le cristal à dater est considérée comme homogène.
- Les grains d'apatite sont sous la forme idéale d'un prisme hexagonal.

A partir des résultats du modèle analytique et de Monte Carlo de Farley et al. (1996), la fraction de particules  $\alpha$  retenues ( $F_T$ ) dans des cristaux de dimensions variables (fig. 2.13) a été déterminée pour corriger les âges AHe. Le paramètre «  $F_T$  » est ainsi le facteur par lequel la mesure d'âge doit être divisée pour obtenir l'âge corrigé. La fraction totale de particules  $\alpha$  retenues dans le cristal dépend de deux paramètres :

- Le rapport Surface/Volume ( $\beta$ ) du cristal. Les cristaux avec un rapport ( $\beta$ ) faible sont moins affectés par le phénomène d'éjection des particules  $\alpha$ .
- La distance traversée par la particule  $\alpha$  lors de la désintégration des isotopes parents. Cette dernière, spécifique à chaque série de désintégration de l'U et du Th, est d'environ 20  $\mu\text{m}$  dans les cristaux d'apatite (Farley et al., 1996 ; tabl. 2.2).

En considérant la densité de l'apatite et en se basant sur des grains de forme hexagonale, Farley et al. (1996) ont modélisé le coefficient  $F_T$  pour l'apatite. La relation entre  $F_T$  et le rapport ( $\beta$ ) est un polynôme du second degré :

$$F_T = 1 + a_1\beta + a_2\beta^2 \quad (2.7)$$

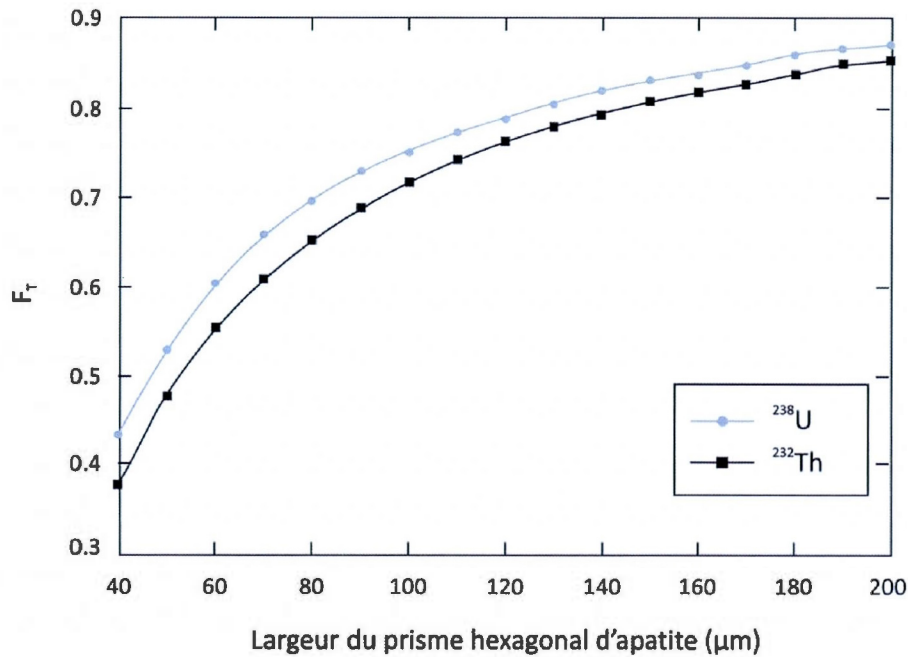
Pour un prisme hexagonal, on a :

- $\beta$ , le rapport Surface/Volume qui est égal à  $(2,31L + 2R) / (RL)$   
où  $L$  est la longueur et  $R$  est la demi-distance entre les apex opposés
- $a_1$  et  $a_2$ , les coefficients dépendants de l'isotope considéré :

**Tableau 2.3**  
Paramètres pour le calcul  $F_T$  pour un prisme hexagonal d'apatite  
(modifié de Farley, 2002)

Isotopes	$a_1$	$a_2$
$^{238}\text{U}$	-5,13	6,78
$^{232}\text{Th}$	-5,90	8,99

La figure 2.13 montre l'évolution de la rétention des particules  $\alpha$  ( $F_T$ ) en fonction de la largeur d'une apatite définie comme un prisme hexagonal avec un rapport longueur/largeur de 3. Pour de gros grains (largeur  $> 140 \mu\text{m}$ ),  $F_T$  est plus ou moins constant : il varie entre 0,8 et 0,9 (fig. 2.13). Pour une largeur de grains entre 80 et 140  $\mu\text{m}$ , le facteur  $F_T$  diminue peu et passe de 0,8 à 0,7 (fig. 2.13). Cependant, en deçà de 80  $\mu\text{m}$ ,  $F_T$  diminue brutalement de 0,7 à 0,4 pour une largeur de grains comprise entre 40 et 80  $\mu\text{m}$  (fig. 2.13). Ceci induit une incertitude des âges bien plus importante pour des petits cristaux par rapport à des cristaux avec une largeur supérieure à 80  $\mu\text{m}$ .



**Figure 2.13** Effet de l'émission des particules  $\alpha$  sur la rétention de l'hélium dans une apatite sous la forme d'un prisme hexagonal avec un rapport longueur/largeur de 3. La rétention des particules diffère légèrement en fonction de la série de désintégration ( $^{238}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$ ). En raison des énergies de désintégration similaires entre la série du  $^{232}\text{Th}$  et de l' $^{235}\text{U}$ , les deux courbes sont confondues. L'évolution de la fraction retenue en fonction de la taille a été calculée en se basant sur l'équation 2.7 (modifiée de Farley, 2002).

On remarque également que la rétention des particules  $\alpha$  est légèrement plus élevée pour l' $^{238}\text{U}$  que pour le  $^{232}\text{Th}$ , reflétant la plus haute énergie de désintégration  $\alpha$  dans la série de désintégration du  $^{232}\text{Th}$  par rapport à celle de l' $^{238}\text{U}$ . Cette distinction est relativement subtile mais peut être accommodée par un calcul de la moyenne pondérée des valeurs de  $F_T$  pour l'U et pour le Th (Farley, 2002) :

$$F_T^{\text{Mean}} = a_{238} {}^{238}\text{U} F_T + (1 - a_{238}) {}^{232}\text{Th} F_T \quad (2.8)$$

Parce que l' $^{235}\text{U}$  et le  $^{232}\text{Th}$  ont des énergies de désintégration très similaires, l'expression ci-dessus associe à ces deux isotopes un même et unique  $F_T$  :  ${}^{232}\text{Th} F_T$ . Pour déterminer la fraction d' $^4\text{He}$  dérivée de l'isotope  $^{238}\text{U}$  ( $a_{238}$ ), on peut le calculer directement avec l'équation de désintégration 2.1, avec  $^4\text{He} = a_{238}$  ou estimer la valeur à partir de la mesure du ratio Th/U pour des périodes de moins de 200 Ma avec  $a_{238}$  qui vaut approximativement  $(1,04 + 0,245 (\text{Th/U}))^{-1}$ .

Cette modélisation permettant la correction de l'effet de l'éjection des particules  $\alpha$  a été testée et approuvée par datation de quatre fractions d'apatite qui couvrent une large gamme de taille et de forme de grains (Farley et al., 1996). Ces échantillons proviennent d'une tonalite située dans la chaîne péninsulaire californienne. Quelles que soient la forme cristalline des apatites et leur taille, l'âge mesuré et corrigé par le facteur  $F_T$  est identique. Les âges mesurés sont fortement corrélés avec le facteur  $F_T$  : plus les âges sont récents, plus la fraction de particules  $\alpha$  retenue est faible. Ces données montrent ainsi que les effets d'éjection des particules  $\alpha$  peuvent être modélisés et corrigés avec précision.

Un dernier point à considérer concerne l'interaction entre l'éjection des particules  $\alpha$  et la diffusion de l'hélium. Les corrections développées par Farley et al. (1996) pour l'émission  $\alpha$  sont envisageables uniquement en absence de diffusion chimique. Il est d'abord d'usage d'effectuer la modélisation directe en tenant compte de la diffusion chimique et ensuite de multiplier les résultats de datation obtenus par le facteur de correction d'émission  $\alpha$ ,  $F_T$  (Farley et al., 1996). Cependant, les deux processus interagissent puisque l'émission  $\alpha$  affecte la distribution de l'hélium et que la perte par diffusion de ce dernier dépend de sa distribution spatiale. Ainsi, une diminution importante de la concentration de l'hélium dans la partie externe du cristal causée par l'émission des particules  $\alpha$  diminue le degré relatif de la perte par diffusion de l'hélium. Etant donné l'interaction de ces deux phénomènes, un traitement simultané du profil de concentration de l'hélium dans le cristal qui dépend à la fois de la diffusion chimique et de l'émission  $\alpha$  est nécessaire. En effet, selon Dunai (2005), l'application du facteur de correction  $F_T$  pour l'émission  $\alpha$  après la modélisation (ou vice versa) va provoquer une surestimation des âges dont le refroidissement est progressif et s'étend dans le temps au niveau de la zone de rétention partielle, comme dans le cadre de cette étude. Dunai (2005) a ainsi illustré ce problème en utilisant la modélisation de Wolf et al. (1998) des cinq chemins temps-température illustrés dans la figure 2.11. Dans le tableau 2.4, la différence d'âge pour les cinq chemins temps-température (Wolf et al., 1998 ; fig. 2.11) entre un traitement simultané et un traitement successif de la diffusion et de l'émission  $\alpha$  est donnée. On remarque que les refroidissements quasi-instantanés ou monotones à travers la zone de rétention partielle de l'hélium (histoire 1 et 2 de la figure 2.11) ne présentent aucune différence quelque soit le traitement appliqué. Dans tous les autres cas, un traitement conventionnel séquentiel provoque une surestimation des âges de 4 à 10 % par rapport aux



âges obtenus par traitement simultané de la diffusion chimique et de l'émission  $\alpha$  (Dunai, 2005).

**Tableau 2.4**

Variation relative des âges (%) par rapport à un âge AHe corrigé par le facteur  $F_T$  de manière conventionnel pour les cinq histoires thermiques caractéristiques modélisées par Wolf et al. (1998 ; fig. 2.11) (modifié de Dunai, 2005).

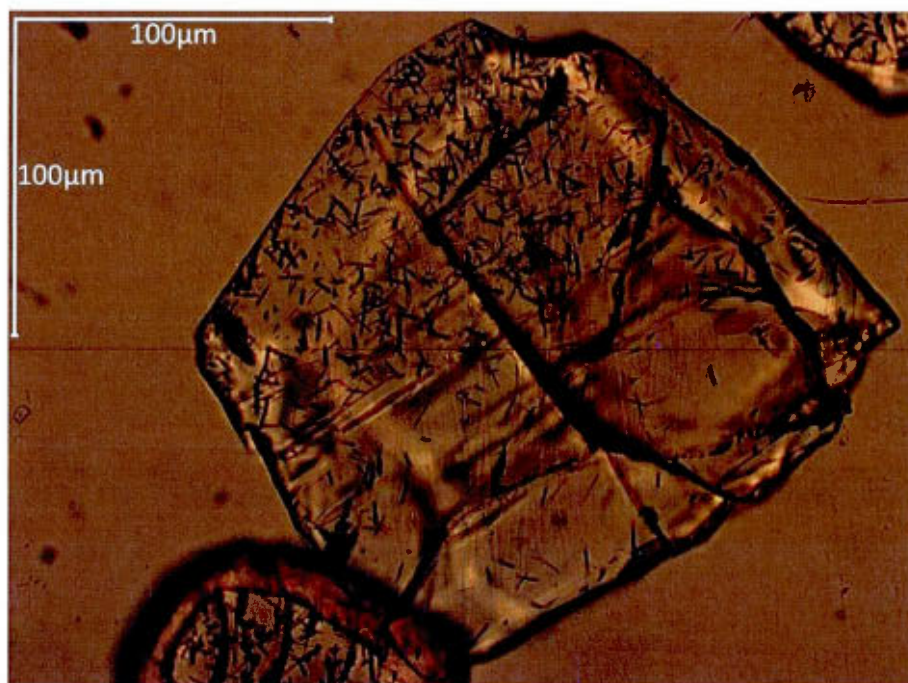
# Histoire thermique	Variation relative d'âge $F_T$ (Dunai, 2005)	Interprétation de l'histoire thermique modélisée (Wolf et al., 1998)
1	0 %	Refroidissement quasi-simultané : Application pour les roches volcaniques
2	0 %	Refroidissement monotone à taux constant : Application pour une exhumation de roche par érosion
3	4 %	Exhumation tectonique des roches ; Exemple : réactivation de faille, propre à cette étude
4	6 %	
5	10 %	Bassin sédimentaire en subsidence suivi par une réactivation tectonique

Dans le cadre de cette étude, il sera donc important de traiter simultanément l'effet d'éjection  $\alpha$  et la diffusion de l'hélium lors de la modélisation directe, étant donné que le refroidissement ne semble ni quasi-simultané ni monotone. On rappelle, en effet, que les premiers âges obtenus par traces de fission sur apatite le long des failles du rift Saint-Laurent révèlent un contrôle structural de l'exhumation des roches (Tremblay et al., 2013). On peut donc s'attendre à obtenir un chemin temps-température de la même forme que l'histoire thermique 3 ou 4 de la figure 2.11.

### 2.5.2 Distribution des isotopes parents

La distribution de l'U et du Th dans les apatites présente souvent une zonation. En effet, de nombreuses analyses de traces de fission sur apatite illustrent ce phénomène (Meesters et Dunai, 2002b ; fig. 2.14). La densité des traces de fission proportionnelle à la concentration

en U présente une distribution spatiale non homogène (fig. 2.14). Cette zonation se présente autant dans des apatites provenant de roches volcaniques, plutoniques que métamorphiques (Meesters et Dunai, 2002b).



**Figure 2.14** Image obtenue au microscope électronique à balayage d'une apatite provenant d'une charnockite, proche de Sault-au-Cochon, à l'ouest de la bordure du rift Saint-Laurent. Cette apatite présente de nombreuses traces de fission (trait noir au sein du cristal) dont la distribution spatiale est non homogène, soulignant ainsi la zonation de l'U (photographie prise au MEB à l'UQAM, 2012).

La zonation des isotopes parents a une double influence sur les âges AHe. Le premier effet est son influence sur la correction apportée sur l'émission  $\alpha$  et le second est son influence sur le chemin de diffusion de l'hélium à travers les cristaux d'apatite.

L'influence de la zonation sur la correction apportée pour l'émission  $\alpha$  est purement géométrique et a été étudiée par Farley et al. (1996). En partant d'un prisme hexagonal d'apatite de dimensions typiques avec un  $F_T$  de 0,75, Farley et al. (1996) ont estimé l'erreur maximale que l'on peut obtenir pour des zonation extrêmes. Si au lieu d'une distribution homogène, 100 % de l'U et du Th sont localisés au cœur de l'apatite et sont à plus de 20 µm des bords du cristal, alors toutes les particules sont retenues, il n'y a aucune perte. Si on

divise l'âge par le facteur  $F_T$ , on obtient un âge corrigé 33 % plus vieux que l'âge réel de l'échantillon. A l'inverse, si 100 % de l'U et du Th sont localisés sur le bord de l'apatite, 50 % des particules  $\alpha$  sont éjectées hors du grain. Si on divise l'âge par le facteur  $F_T$  pour obtenir l'âge corrigé, on aura alors un âge 33 % plus jeune que l'âge réel. Ces deux exemples représentent les deux cas extrêmes de zonation, l'erreur maximale que l'on peut reproduire est donc de 33 %. Il existe des styles de zonation intermédiaire et à des degrés différents, donnant des erreurs d'âge compris entre  $\pm 33$  %. Farley et al. (1996) ont considéré différents scénarios de zonation et on conclut que seule une extrême zonation peut produire d'importantes erreurs dans la correction  $F_T$ . Par exemple, si la teneur des isotopes parents est multipliée par 11 entre le cœur et le bord du grain alors le facteur  $F_T$  ne diffère que de 3 % par rapport à la valeur  $F_T$  obtenue pour une distribution homogène des isotopes parents.

La zonation des isotopes parents, ainsi que la propagation des particules  $\alpha$  conduit à un profil de concentration de l'hélium très irrégulier. Dans de tels cas, dépendamment d'où l'hélium est le plus abondant, on s'attend à une perte de l'hélium par diffusion soit plus rapide, soit plus lente. En effet, quand l'hélium est relativement plus abondant vers les bords du cristal, la perte par diffusion sera plus rapide et vice et versa. Meesters et Dunai (2002b) ont ainsi estimé de manière quantitative l'influence de la zonation de l'U et du Th sur les âges AHe, en considérant également l'effet de l'émission  $\alpha$ . Les résultats obtenus ont été réalisés à partir des cinq histoires thermiques caractéristiques modélisées par Wolf et al. (1998) (fig. 2.11). La méthode numérique employée par Meesters et Dunai (2002b) est appliquée pour une zonation délimitant deux zones dans le cristal (une zone interne et une zone externe) avec la même forme et le même centre que le cristal. Pour différents degrés de zonation, les résultats de cette méthode sont comparés pour un cristal de forme sphérique avec un rayon de 60  $\mu\text{m}$ . Même si les cristaux d'apatite sont relativement plus proches d'un cylindre infini, comme défini précédemment, cette approximation reste cependant valide si le rapport Surface/Volume de la sphère est identique à celui du cylindre. On constate une sévère dépendance des âges obtenus en fonction du choix de la zonation, en particulier pour les histoires thermiques qui incluent un temps de résidence dans la zone de rétention partielle important. En effet, plus la source des isotopes parents est concentrée dans le cœur du cristal, plus les âges obtenus sont élevés par rapport à l'âge de référence de 40 Ma défini par Wolf et al. (1998), et peuvent atteindre des valeurs de 60 Ma (Meesters et Dunai, 2002b).



Inversement, si la source des isotopes parents est concentrée dans la zone externe du cristal, les âges obtenus sont plus faibles que l'âge de référence de 40 Ma défini par Wolf et al. (1998), et peuvent atteindre des valeurs de 20 Ma (Meesters et Dunai, 2002b). Ces résultats numériques montrent que la connaissance de la distribution spatiale de l'hélium dans un cristal d'apatite est très importante pour l'interprétation des âges AHe.

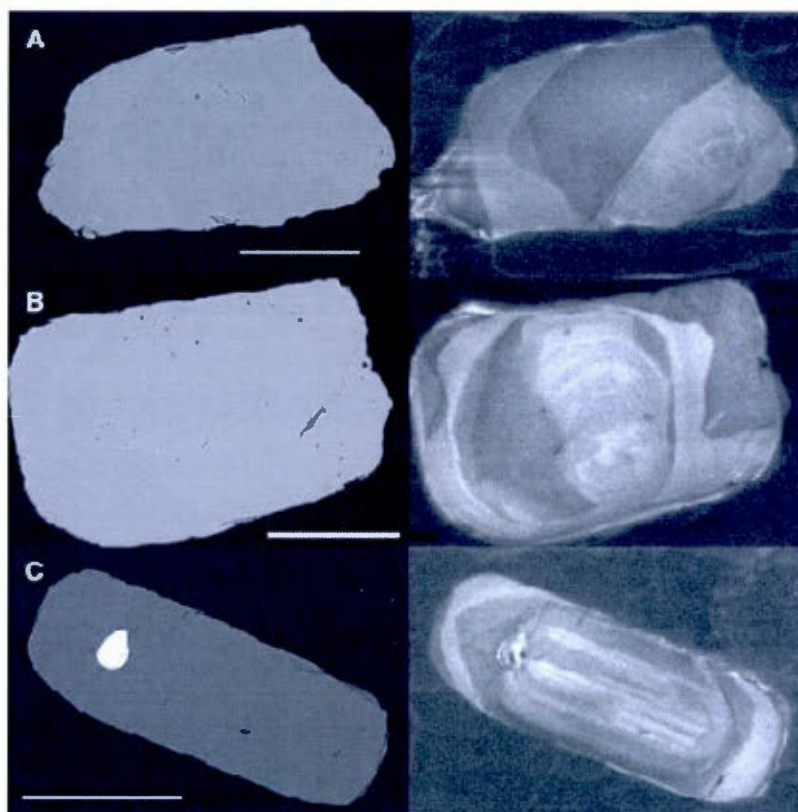
Ce phénomène de zonation de l'U et du Th a également été étudié par Boyce et Hodges (2005) grâce à des mesures d'U et de Th par ICP-MS à ablation laser sur des échantillons de la fluoroapatite de Durango. Ces travaux indiquent une hétérogénéité des concentrations en U et en Th qui semblent être une source d'erreur sur les âges AHe du standard de Durango. Ce problème ne semble pas se limiter au standard de Durango, mais semble affecter n'importe quel matériel avec une distribution zonée des isotopes pères et est amplifié si différents types de zonation sont décelés sur le même échantillon. En effet, l'exemple donné par Boyce et Hodges (2005) sur des apatites provenant de la même graniodorite du craton Kaapvaal en Afrique du Sud est révélateur de la complexité du phénomène de zonation (fig. 2.15). Le fragment de cristal d'apatite dans la partie A de la figure 2.15 montre un style de zonation complexe. Un grain de ce type, avec une distribution irrégulière d'U et de Th, a probablement un modèle différent de diffusion chimique de l' $^4\text{He}$  par rapport à un cristal homogène ; provoquant une estimation de la température de fermeture erronée. En outre, comme ce grain semble avoir été brisé lors de l'extraction de la roche hôte, il est impossible de déterminer de manière adéquate l'effet d'une telle distribution sur les teneurs en hélium. L'apatite de la partie B de la figure 2.15, bien qu'automorphe, présente une surcroissance irrégulière liée à un événement métamorphique autour d'un cœur d'origine ignée. Dans ce cas particulier, que l'on peut également retrouver dans les apatites de cette étude qui sont extraites des roches grenvilliennes fortement métamorphisées et déformées, la modélisation de la zonation est encore plus difficile, même si les grains sont entiers. La troisième apatite de la figure 2.15 présente une zonation oscillante caractéristique et d'origine ignée qui peut également poser des problèmes lors de la datation si le cristal est brisé lors de l'extraction. Boyce et Hodges (2005) suggèrent l'utilisation d'une microsonde laser pour éviter les complications liées à la zonation de l'U et du Th et obtenir des résultats de datations (U-Th-Sm)/He avec une haute résolution spatiale.



Finalement de nombreuses études (Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2002 ; McDowell et al., 2005 ; House et al., 1997 ; McInnes et al., 1999) note une certaine variabilité des âges AHe entre échantillons qui résulte supposément d'une zonation des isotopes pères. Leur distribution hétérogène invaliderait la correction FT, affecterait le taux de diffusion de l'hélium et changerait la température de clôture (Farley et Stockli, 2002). Malheureusement, les modèles numériques (Meesters et Dunai, 2002b ; Hourigan et al., 2005 ; Boyce et Hodges, 2005) qui tiennent compte de la zonation des isotopes pères sont d'une utilité pratique limitée en l'absence d'une technique non destructive permettant de mesurer la distribution de l'U et du Th avec une résolution de l'ordre du  $\mu\text{m}$  dans le cristal (Farley et Stockli, 2002). Au mieux, les grains d'apatites analysés par spectrométrie de masse à ionisation secondaire, à l'aide d'une microsonde électronique, ou par radiographie des traces de fission peuvent fournir des indications utiles sur l'existence, le degré et le style de zonation au sein d'une population analysée (Farley et Stockli, 2002). Encore aujourd'hui, ce problème reste une zone de recherche active dans la communauté scientifique, comme le démontrent les récents travaux de Farley et al. (2011). Farley et al. (2011) ont ainsi étudié les variations spatiales des éléments traces d'intérêt (U, Th, Ce) pour la méthode de datation (U-Th-Sm)/He. L'analyse par ICP-MS à ablation laser de sections polies d'apatite permet de cartographier très rapidement la distribution spatiale des isotopes pères avec une précision d'environ 5 %. La cartographie des concentrations en U, Th et Ce est ensuite convertie en profil de concentration dans une sphère équivalente. Une trentaine de cartographies ont été produites sur 19 différents cristaux d'apatites provenant d'un granite du Grand Canyon et sélectionnées pour une apparente zonation significative. La différence d'âge obtenue est considérable si l'on part de l'hypothèse d'une distribution homogène des isotopes pères lors de la correction de l'éjection des particules  $\alpha$ . Les âges AHe obtenus selon l'hypothèse précédente varient entre 91% et 106% des valeurs obtenues si la correction a été calculée en prenant en compte la zonation des isotopes pères. Il semble que la méthode d'analyse par ICP-MS à ablation laser peut être très utile pour la cartographie des isotopes pères et reste une piste non négligeable pour l'amélioration du protocole expérimental.

Un outil puissant et efficace pour identifier également des échantillons problématiques présentant une zonation, est la reproductibilité des âges AHe. L'extrême variabilité en U et en Th ou l'analyse de la variation du rapport U/Th pour chaque échantillon sont également

révélatrices de ce phénomène (Ehlers et Farley, 2002). Dans le cadre de cette étude, on se limitera à la reproductibilité des échantillons d'apatites pour déceler les problèmes de zonation.



**Figure 2.15** Images d'analyses au microscope électronique à balayage de trois apatites provenant de la même graniorite, du craton Kaapvaal en Afrique du Sud (les images de gauche sont produites à partir d'un détecteur d'électron rétrodiffusé ; tandis que les images de droite sont des images de cathodoluminescence). La barre d'échelle, identique aux deux types d'images, est de 100  $\mu\text{m}$ . Ces trois apatites présentent différents types de zonation plus ou moins complexes. La tache lumineuse de l'image C indique une importante inclusion de zircon (d'après Boyce et Hodges, 2005).

## 2.6 Principe de la modélisation des données thermochronologiques

On rappelle que la plus simple façon d'interpréter les âges AHe est d'associer ces derniers avec le refroidissement d'un échantillon à travers une température de fermeture spécifique au système, comme défini par Dodson (1973 ; fig. 2.7). Bien que simple et intuitif,

cette approche fournit cependant un aperçu limité de l'histoire thermique de l'échantillon puisque le calcul de  $T_c$  suppose un taux de refroidissement constant (eq. 2.6). Or, dans la nature, de tels refroidissements représentent une exception plutôt qu'une règle générale (Farley et Stockli, 2002). Un moyen plus robuste d'interpréter les âges AHe a été décrit par Wolf et al. (1998 ; section 2.4) puis par Meesters et Dunai (2002a). Ces études ont démontré que l'utilisation d'un modèle direct permettait d'élargir l'utilisation de la méthode (U-Th-Sm)/He à des systèmes géologiques dont le taux de refroidissement n'est pas nécessairement constant (section 2.4). La modélisation directe est alors utilisée pour contraindre le chemin temps-température du thermochronomètre et donner un sens géologique aux âges AHe apparents (Wolf et al., 1998 ; section 2.4).

De plus, les solutions numériques de l'équation de production-diffusion de l'hélium utilisées dans la modélisation directe de l'âge AHe révèlent que ce dernier est un âge apparent qui peut être associé à un nombre infini d'histoires thermiques (Wolf et al., 1998 ; fig. 2.11). Une unique interprétation d'un seul âge AHe apparent n'est généralement pas possible sans information additionnelle (Farley et Stockli, 2002). Les profils âge-altitude sont souvent utilisés pour contraindre plus étroitement l'histoire de refroidissement (Stuwe et al., 1994 ; Manktelow et Grasemann, 1997 ; Braun, 2002 et e.g. Farley et al., 2001 ; Pik et al., 2003 et Cogné et al., 2011). Une approche alternative permet également de limiter le nombre "acceptable" d'histoires thermiques (c.f. définition du GOF, section 2.6.2), en combinant pour un même échantillon deux thermochronomètres de basses températures tels que les traces de fission (T.F) et (U-Th-Sm)/He sur apatite. La méthode de trace de fission sur apatite a une température de fermeture d'environ 100°C et une zone de recuit partiel (PRZ) d'environ 30°C plus chaude que la zone de rétention partielle de l'hélium (Gleadow et Duddy, 1981 ; Gleadow et al., 1986 ; Carlson, 1990 ; Gallagher et al., 1998). En analysant des apatites du même échantillon de roche, il est ainsi possible d'établir un temps de refroidissement à travers des températures allant d'environ 100 à 70°C et de déterminer une vitesse de surrection. La combinaison de la modélisation des traces de fission sur apatite, sensible à des températures situées entre ~110 et 60°C (Gleadow et Duddy, 1981 ; Gleadow et al., 1986 ; Carlson, 1990 ; Gallagher et al., 1998), avec les âges AHe modélisés et sensibles à des températures entre ~75 et 35°C semble être une démarche puissante pour établir l'histoire thermique (Farley et Stockli, 2002). Pourtant, il est souvent difficile de concilier les deux



méthodes (House et al., 1997), malgré certaines études où l'utilisation combinée des deux méthodes thermochronologiques donne des résultats cohérents (Stockli et al., 2000 ; Cogné et al., 2011). Selon Farley et Stockli (2002), l'explication la plus probable de cette discordance est une compréhension encore partielle de la sensibilité thermique de l'une ou de l'autre méthode (ou des deux). Green et al. (2006) soulignent également le nombre d'études thermochronologiques où les âges (U-Th-Sm)/He sur apatite sont plus vieux que prévu, comparativement aux âges AFT (Persano et al., 2002 ; Spotilla et al., 2004 ; Hendriks et Redfield, 2005 ; Soderlund et al., 2005). Green et al. (2006) attribuent cette divergence entre les deux méthodes à un changement dans les propriétés de rétention de l'hélium dans les apatites et non à un comportement anormal de recuit des traces de fission. Encore aujourd'hui, ce problème reste une zone de recherche active dans la communauté scientifique (Shuster et al., 2006 ; Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009).

On décrira ainsi dans les deux sous-chapitres suivants les principes de modélisation des données (U-Th-Sm)/He ainsi que des données AFT.

#### 2.6.1 Modélisation directe

Dans le cas de la modélisation directe, c'est l'utilisateur qui décide du chemin temps-température (fig. 1.11). Le programme de modélisation sélectionné calcule ensuite les données prédites pour cette histoire et c'est l'utilisateur qui décide alors si les données prédites sont compatibles avec les données observées et s'il veut, ou non, modifier l'histoire thermique. Cette modélisation est donc conditionnée par les algorithmes employés pour prédire les données, notamment la vitesse d'effacement des traces de fission et de diffusion de l'hélium dans l'apatite.

Dans le cas du système (U-Th-Sm)/He, les données que l'on prédit lors de la modélisation directe sont l'évolution de la diffusion de l'hélium à travers le cristal en fonction du temps et de la température. Les intentions finales dans les exercices de modélisation consistent en la modélisation des âges (U-Th-Sm)/He qui résultent d'une histoire thermique spécifique (Dunai, 2005). Généralement, on compare ces âges modélisés aux âges mesurés et on affine le nombre d'histoires thermiques qui peuvent expliquer les données (Dunai, 2005). On retrouve différents modèles théoriques qui ont été élaborés par



Wolf et al. (1996), Farley (2000), Shuster et al. (2006) et Flowers et al. (2009) pour l'apatite. Ces modèles quantitatifs sont généralement basés sur des données expérimentales où la diffusion de l' $^4\text{He}$  dans les apatites est quantifiée en mesurant le volume de gaz relâché en chauffant progressivement l'échantillon sous vide (Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000 ; Shuster et al. 2006).

Plusieurs algorithmes peuvent être utilisés pour la modélisation directe ; les deux principales approches employées sont la méthode de différence finie adoptée par Wolf et al. (1998) et Ketcham (2005 ; 2009) et l'analyse en composante principale adoptée par Meesters et Dunai (2002a ; 2002b). Ces méthodes de calculs ont pour but de trouver des solutions numériques aux équations décrivant l'accumulation de l'hélium, résultat d'une adéquation entre la production de l'hélium par désintégration radioactive et la perte de l'hélium par diffusion volumique et éjection des particules  $\alpha$  en dehors du cristal. Ces différentes « recettes » mathématiques permettent de décrire l'équation de diffusion-production de l'hélium dans des systèmes qui peuvent être réduits mathématiquement à une dimension. C'est le cas lorsque le grain d'apatite est considéré comme une sphère, un plan infini ou un cylindre infini (Dunai, 2005). En analyse en composante principale, le système peut aussi être considéré comme un bloc rectangulaire ou un cylindre infini (Meesters et Dunai, 2002a).

Alors que ces deux principales méthodes sont différentes, il est important de noter que lorsque le système choisi est une sphère, les résultats sont identiques (Meesters et Dunai, 2002a). En sélectionnant une forme sphérique, on simplifie la résolution de l'équation de diffusion et on accélère les calculs mais on peut également provoquer des erreurs dans la diffusion de l'hélium et donc dans les âges modélisés (Dunai, 2005). La forme et le ratio surface/volume ( $S/V$ ) sont en effet des paramètres essentiels dans la description quantitative des processus de diffusion chimique de l'hélium, lors de la modélisation directe (Dunai, 2005). Dunai (2005) démontre néanmoins que deux corps avec le même rapport  $S/V$  présentent les mêmes caractéristiques de perte d'hélium par diffusion, à l'exception de corps allongés. Les deux expériences numériques de Dunai (2005) permettent d'affirmer que (1) la sphère peut être utilisée dans le calcul de perte d'hélium à partir d'autres formes avec un ratio  $S/V$  équivalent, (2) cette approximation est particulièrement bonne pour des cylindres finis. Considérant les grains d'apatites comme des cylindres finis (fig. 2.4), leur volume et leur

surface sont alors calculés pour chaque échantillon à partir des longueurs et des largeurs mesurées. Étant donné que le cylindre a le même ratio S/V que la sphère, on en a déduit le rayon (r) de la sphère équivalente à partir de la surface et du volume du cylindre.

'r' correspond alors au rayon de la sphère équivalente qui sera ensuite modélisée et fait partie des paramètres d'entrée nécessaires à la modélisation directe. Il est égal à :

$$r = \frac{3}{(S/V)} \quad (2.9)$$

- où :
- r correspond au rayon de la sphère équivalente [ $\mu\text{m}$ ].
  - S correspond à la surface du cylindre [ $\mu\text{m}^2$ ].
  - V correspond à la surface du cylindre [ $\mu\text{m}^3$ ].

Les deux principaux algorithmes implantés dans les différents programmes de modélisation incorporent également l'influence de l'émission des particules  $\alpha$  sur la diffusion de l'hélium à travers le cristal (section 2.5.1 ; Ketcham, 2005 et 2009 ; Meesters et Dunai, 2002b). On rappelle que ces deux phénomènes interagissent et qu'il est donc nécessaire d'appliquer un traitement simultané de la diffusion chimique et de l'émission  $\alpha$  lors de la détermination du profil de concentration de l'hélium dans le cristal (section 2.5.1 ; Dunai, 2005 ; Ketcham, 2005 et 2009 ; Meesters et Dunai, 2002b). Cependant, le modèle classique élaboré par Farley (1996) ne traite pas de manière simultanée l'effet de l'émission des particules  $\alpha$  et la diffusion chimique de l'hélium. De récents modèles élaborés par Ketcham et al. (2011) et Meesters et Dunai (2002b) permettent d'appliquer un traitement simultané des deux phénomènes lors de la détermination du profil de concentration de l'hélium dans le cristal.

Dans la plupart des exemples, la distribution des isotopes pères n'aura aucun effet sur les résultats du modèle (Ketcham, 2005). Les exceptions sont les cas où l'U et le Th présentent une zonation dans les grains, altérant le gradient interne d'hélium, affectant les taux de diffusion chimique et provoquant des confusions dans la correction sur l'émission des particules  $\alpha$  (section 2.5.2 ; Ketcham, 2009). Si l'utilisateur est à même de discerner une zonation de l'U et du Th dans les grains d'apatites, les principaux algorithmes développés par Ketcham (2005 ; méthode de différence finie) et par Meesters et Dunai (2002b ; analyse en

composante principale) permettent alors de prendre en considération une zonation de type radiale au sein de la sphère de modélisation. Néanmoins, le traitement de la distribution des isotopes pères dans la modélisation directe est actuellement limité à une évaluation qualitative des conséquences de la zonation.

Dans le cas du système AFT, les données que l'on prédit lors de la modélisation directe sont la vitesse d'effacement des traces de fission à travers le cristal en fonction du temps et de la température. Les intentions finales dans les exercices de modélisation consistent en la modélisation des âges AFT et de la distribution des longueurs de traces confinées, qui résultent d'une histoire thermique spécifique. Généralement, on compare ces données modélisées à celles mesurées pour affiner le trajet temps-température que l'utilisateur crée lors de la modélisation directe.

La température joue sur le maintien au cours du temps des dommages de radiation dans le réseau cristallin : à hautes températures, les traces de fission sont recuites (détruites partiellement) ou effacées totalement. La vitesse d'effacement des traces de fission peut être contrainte par la mesure des longueurs de traces de fission. Le premier modèle cinétique utilisant la mesure des longueurs des traces confinées (Laslett et al., 1987) est basé sur des études expérimentales utilisant l'apatite de Durango. Les études expérimentales de recuit des traces de fission dans l'apatite (Laslett et al., 1987 ; Crowley et al., 1991 ; Carlson et al., 1999 et Barbarand et al., 2003) ont produit les bases pour les algorithmes utilisés dans le calcul des histoires thermiques modélisées pour des échantillons d'apatites. De plus, la dispersion significative des âges entre grains provenant d'échantillons de forage du bassin Otway (Australie) a permis de mettre en évidence un contrôle de la composition chimique sur les âges AFT (Gleadow et Duddy, 1981). Ainsi, les âges apparents AFT peuvent être corrélés avec la teneur en chlore : pour la même histoire thermique, les grains d'apatites riches en chlore sont plus résistants au raccourcissement que ceux riches en OH et fluor F (Green et al. 1985, Crowley et al. 1991, Carlson et al. 1999). Le contrôle du chlore sur la cinétique de recuit des traces de fission aboutit ainsi à la création de différentes populations cinétiques d'apatites de compositions différentes. Ketcham et al. (2007a ; 2007b) ont ainsi élaboré des modèles multi-cinétiques qui permettent la prédiction de trajets temps-température comme un système multicinétique, i.e. en tenant compte des différentes populations d'apatites. La

mesure des teneurs en chlore est donc l'un des paramètres cinétiques à établir pour permettre la calibration lors de la modélisation directe. Pour les apatites, l'anisotropie cristallographique joue aussi un rôle important dans la cinétique de recuit des traces de fission (Donelick et al. 1999, Carlson et al. 1999, Ketcham et al. 1999). Ketcham et al., (2007a ; 2007b) emploient la méthode de projection d'axe c pour corriger l'influence de l'anisotropie de l'apatite sur la longueur des traces.

Finalement, cette première phase de modélisation permet de prédire les données thermochronologiques, notamment la vitesse d'effacement des traces de fission et de diffusion de l'hélium dans l'apatite. Les intentions finales sont la création par l'utilisateur d'un chemin temps-température où les données modélisées doivent se rapprocher au mieux des données mesurées (âges AHe, âges AFT et distribution des longueurs des traces de fission), tout en gardant une cohérence dans l'interprétation géologique. Les données modélisées sont pour cela comparées aux données mesurées par des tests statistiques GOF (Goodness-of-fit) dont le test Kolmogorov-Smirnov (K-S). Ces modèles statistiques, GOF, décrivent l'adéquation entre les valeurs mesurées et celles attendues par le modèle. Le test K-S compare la distribution des longueurs des traces de fission observée d'un échantillon à une distribution théorique. Les mesures de GOF résument typiquement la dispersion entre ces différentes valeurs. Ainsi, lorsque le GOF est proche de 0, les données mesurées ne sont pas en adéquation avec les données modélisées et inversement lorsque le GOF est proche de 1, les données mesurées sont en adéquation avec les données modélisées.

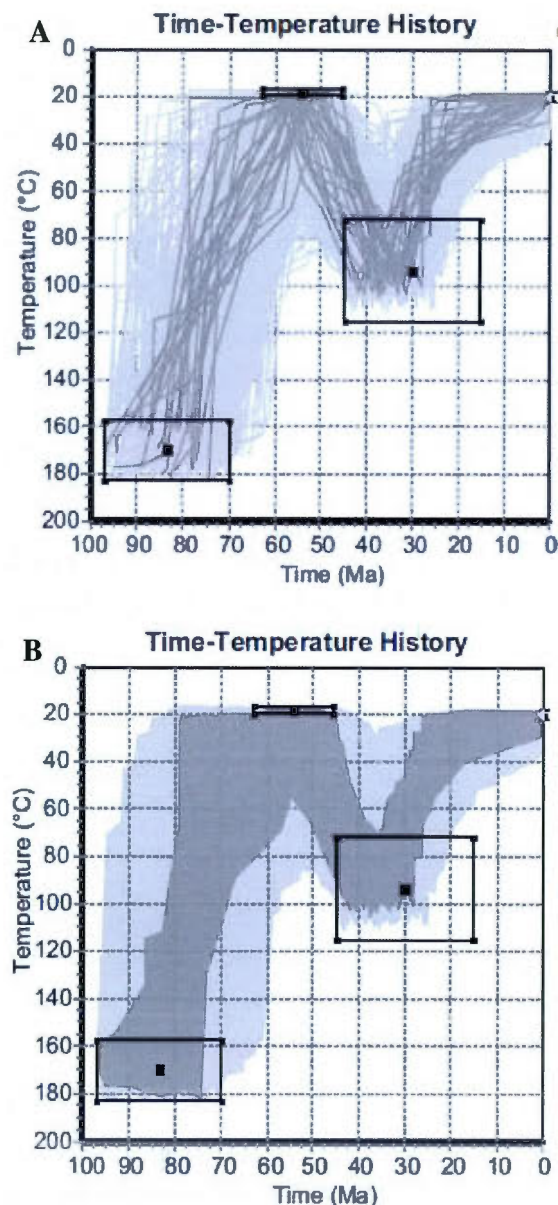
## 2.6.2 Modélisation inverse

A la suite de l'étape initiale de modélisation directe, on peut ensuite appliquer une inversion. Le problème inverse permet un test statistique pour comparer les résultats des modèles avec les données mesurées, notamment les âges AFT et AHe ainsi que la distribution des longueurs des traces (Ketcham, 2005). La détermination d'un modèle optimal, avec des valeurs GOF optimisées est également réalisable (Ketcham, 2005). La technique statistique de Monte Carlo est l'une des méthodes employée visant à calculer des valeurs numériques en utilisant des procédés aléatoires (Ketcham, 2005). Par inversion des données, le programme permet de calculer un grand nombre d'histoires thermiques (fig. 2.16a) et de générer des



données que l'on nomme prédites. L'algorithme compare les données prédites pour chaque parcours théorique temps-température avec les données mesurées. Cette simulation est un calcul statistique où pour chaque échantillon, une dizaine de milliers de trajets temps-température sont calculés (fig. 2.16a). A la suite de la création des contraintes (section 3.5.2), la simulation Monte Carlo peut être lancée pour modéliser les chemins t-T.

La qualité de la simulation est déterminée par la comparaison des données prédites et des données mesurées *via* le test statistique Goodness of fit (GOF) qui indique si le modèle t-T est en accord avec les données mesurées (GOF=1) ou non (GOF=0). A chaque simulation, un "bon" résultat correspond ainsi à une valeur de GOF égale ou supérieure à 0,50 ; tandis qu'un résultat "acceptable" correspond à une valeur de GOF égale ou supérieure à 0,05. La différence entre les termes "bon" et "acceptable" est qu'un bon résultat indique que le chemin temps-température s'appuie sur les données, tandis qu'un résultat acceptable implique que le chemin temps-température n'est pas exclu par les données (Ketcham, 2009). Plusieurs profils t-T en compatibilité statistique avec les données mesurées (âge moyen) sont ainsi déterminés par l'algorithme avec des enveloppes de confiance d' $1\sigma$  ( $GOF \geq 0,5$  ; enveloppe en gris foncé dans la figure 2.16a) et de  $2\sigma$  ( $GOF \geq 0,05$  ; enveloppe en gris clair dans la figure 2.16b).  $1\sigma$  constitue le meilleur intervalle de confiance et contient tous les chemins thermiques plausibles que la roche a pu suivre au cours de son histoire géologique. Un algorithme d'optimisation qui utilise de manière itérative les histoires thermiques créées par la simulation Monte Carlo permet de créer en plus un trajet t-T idéal, avec les meilleures valeurs GOF (Ketcham, 2005).



**Figure 2.16** Exemple de modélisation inverse établie par Ketcham (2005) à partir du logiciel de modélisation HeFTy. Les rectangles de différents formats sont les boîtes de contraintes utilisées pour délimiter temporellement et spatialement les chemins t-T créés. (A) Chaque ligne représente un chemin t-T créé lors d'une simulation Monte Carlo. Les chemins (t-T) en gris clair et en gris foncé ont respectivement des résultats "acceptables" et "bons". (B) Les enveloppes en gris foncé et en gris clair représentent respectivement les enveloppes de confiance d'1 $\sigma$  et de 2 $\sigma$ . L'enveloppe de confiance d'1 $\sigma$  constitue le meilleur intervalle de confiance et contient tous les chemins thermiques plausibles que la roche a pu suivre au cours de son histoire géologique (d'après Ketcham, 2005).

## 2.7 Conclusion

La méthode de datation (U-Th-Sm)/He se base donc sur la production de noyau d'hélium par désintégration de l' $^{238}\text{U}$ , de l' $^{235}\text{U}$ , du  $^{232}\text{Th}$  et du  $^{147}\text{Sm}$ . Il est donc nécessaire de mesurer les concentrations de l'hélium et des isotopes pères pour déterminer un âge AHe. Dans le chapitre suivant, on abordera donc la méthode de datation permettant de mesurer l'hélium puis les isotopes pères. La rétention de l'hélium dépend de la température mais également de nombreux facteurs tels que la taille et la forme du grain, la composition chimique et les défauts du réseau cristallin. La sélection des cristaux d'apatite à analyser doit donc respecter de nombreux critères. On décrira aussi dans le chapitre suivant l'étape de tri et de sélection des grains d'apatites réalisée avant les analyses. L'âge AHe déterminé à partir de l'équation de désintégration est finalement un âge apparent. La modélisation directe est alors utilisée pour contraindre le chemin t-T du thermochronomètre et donner un sens géologique aux âges AHe apparents. On applique ensuite une inversion des données thermochronologiques qui correspond à un test statistique (méthode de Monte Carlo) où pour une dizaine de milliers de trajets t-T, les données mesurées sont comparées aux données modélisées. Cette phase de modélisation se base sur différents paramètres d'entrées et différents modèles cinétiques. Ceux sélectionnés pour la modélisation directe et l'inversion réalisées dans ce projet seront présentés dans le chapitre suivant.

## CHAPITRE III

### LA MÉTHODE DE DATATION (U-Th-Sm)/He SUR APATITE

Une part importante du travail accompli dans le cadre de cette étude a été la mise en place des procédures analytiques pour la détermination des âges AHe sur apatite dans les laboratoires de l'UQAM. L'apprentissage des diverses méthodes de préparation et d'analyse des grains d'apatite a débuté par une formation au CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques), sous la direction de Raphaël Pik. On décrira dans un premier temps les étapes préalables d'extraction, de sélection et de préparation des échantillons d'apatites. On présentera également les protocoles mis en place pour les analyses par spectrométrie de masse de l'hélium et des isotopes pères des échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent et du standard de Durango. On terminera en détaillant la méthode employée pour la modélisation avec la présentation des paramètres et des modèles cinétiques choisis pour le modèle direct ainsi que la présentation des paramètres et de la méthode statistique sélectionnés pour l'inversion des données thermochronologiques.

#### 3.1 Échantillons d'apatites sélectionnés

##### 3.1.1 Zone d'échantillonnage

Trois sites d'échantillonnage ont été choisis pour la datation (U-Th-Sm)/He et sont situés le long de failles majeures du rift Saint-Laurent, plus précisément à la chute Montmorency, à Sault-au-Cochon et à Cap-aux-Oies (fig. 1.1). Sur chaque site, un échantillon dans le toit et un échantillon dans le mur des failles Saint-Laurent et Montmorency ont été prélevés (tabl. 3.1 ; fig. 1.1). Trois transects orientés nord-ouest/sud-est croisent ainsi les deux failles majeures. On obtient ainsi trois échantillons situés dans le mur et trois autres situés dans le toit des failles du rift pour lesquels deux à trois âges AHe ont été déterminés. Ces datations



ont été réalisées à partir des mêmes échantillons d'apatites utilisés pour l'obtention des âges par traces de fission (Tremblay et al., 2013). Les transects ont été choisis afin de contraindre l'histoire du refroidissement des blocs rocheux situés de part et d'autre des failles et de déterminer, s'il y a lieu, la période de réactivation de ces failles. Les échantillons Ap 54 2007 et Ap 55 2007 ont été prélevés dans le mur et le toit de la faille Montmorency, respectivement, au site de la chute Montmorency près de la ville de Québec (tabl. 3.1). Les échantillons Ap 35 2007 et Ap 36 2007 ont été respectivement prélevés dans le toit et le mur de la faille Saint-Laurent à Sault-au-Cochon, situé à environ 60 km au nord-est de la ville de Québec (tabl. 3.1). Les échantillons Ap 37 2008 et Ap 38 2007 proviennent respectivement du toit et du mur de la faille Saint-Laurent à Cap-aux-Oies, dans la région de Charlevoix (tabl. 3.1). Les échantillons de chaque transect proviennent des roches du socle grenvillien : des gneiss granitiques à charnockitiques et une amphibolite (tabl. 3.1). La différence d'altitude topographique entre les échantillons du mur et du toit des failles est de 500 mètres à Sault-au-Cochon, 250 mètres à Cap-aux-Oies et moins de 100 mètres à la chute Montmorency.

L'analyse des échantillons par spectrométrie de masse se déroule par une première mesure de l' $^4\text{He}$ , suivie d'une mesure des concentrations de l' $^{238}\text{U}$ , du  $^{232}\text{Th}$  et du  $^{147}\text{Sm}$ . Pour les échantillons analysés au CRPG, la mesure de l' $^4\text{He}$  a été réalisée sur un spectromètre de masse à source gazeuse (VG 603). Les mesures de concentration des isotopes pères ont été réalisées sur un ICP-MS Thermo Elemental X7, au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) du CRPG. Pour les échantillons analysés dans les laboratoires du GEOTOP, la mesure de l' $^4\text{He}$  a été réalisée sur un spectromètre de masse quadripolaire Prisma C-200 dans le laboratoire du GRAM. Les mesures de concentrations de l' $^{238}\text{U}$ , du  $^{232}\text{Th}$  et du  $^{147}\text{Sm}$  ont été réalisées à McGill sur un ICP-MS Perkin Elmer Elan 6100. Pour une question de reproductibilité, les échantillons ont été analysés au moins deux fois. Pour les échantillons Ap 35 2007 et Ap 38 2007, les analyses ont été réalisées une première fois au CRPG et ensuite dans les laboratoires du GEOTOP. Les échantillons Ap 36 2007, Ap 37-2007, Ap 54 2007 et Ap 55 2007 ont été analysés au GEOTOP.

**Tableau 3.1**

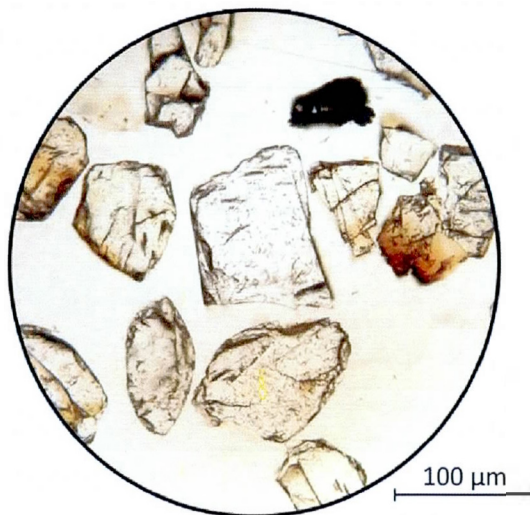
Description et localisation des six échantillons prélevés le long des failles majeures du Rift Saint-Laurent et analysés par méthode (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatite (Tremblay et al., 2013)

Echantillon	Lithologie	Latitude (°N) / Longitude (°W)	Altitude (m)	Position structurale
Localisation : Sault-au-Cochon, au Sud de la région de Charlevoix				
Ap 35 2007	Granite gneissique	47.201 / 70.635	30	Toit de la faille
Ap 36 2007	Charnockite gneissique	47.238 / 70.636	516	Mur de la faille
Localisation : Cap-aux-Oies, au cœur de la région de Charlevoix				
Ap 37 2007	Granite gneissique	47.491 / 70.228	17	Toit de la faille
Ap 38 2007	Amphibolite	47.508 / 70.260	280	Mur de la faille
Localisation : chute Montmorency, proche de la ville de Québec				
Ap 54 2007	Granite gneissique	46.895 / 71.151	95	Mur de la faille
Ap 55 2007	Granite gneissique	46.889 / 71.148	10	Toit de la faille

### 3.1.2 Méthode d'extraction des apatites

La séparation des apatites des roches-hôtes a été réalisée au laboratoire de datation par traces de fission de la State University of New York (SUNY) à Plattsburgh, sous la supervision du Dr. Mary K. Roden-Tice. Le procédé est succinctement décrit ci-dessous. Dans un premier temps, 2 à 3 kg de roches provenant du socle grenvillien sont concassés et broyés pour obtenir des particules de taille inférieure à 300 µm. Une première séparation par densité différentielle est alors utilisée et permet de séparer les minéraux lourds de la fraction de roche restante à l'aide d'une table Gemini. La fraction de minéraux lourds, au sein de laquelle se trouvent les apatites, est ensuite soumise à une séparation magnétique à l'aide d'un séparateur Frantz. On récupère les apatites et les zircons dans la fraction "non-magnétique". Une première séparation par liqueur dense est alors effectuée à l'aide de polytungstate de lithium et permet de séparer les composants lourds des composants légers de la fraction "non-magnétique". Une deuxième séparation par liqueur dense à l'aide d'iodure de méthylène est

réalisée uniquement sur la fraction lourde et permet d'isoler les zircons alors que la fraction légère contient les apatites (fig. 3.1).



**Figure 3.1** Apatites séparées des roches-hôtes du socle grenvillien situées le long des failles du rift Saint-Laurent (vu sous loupe binoculaire).

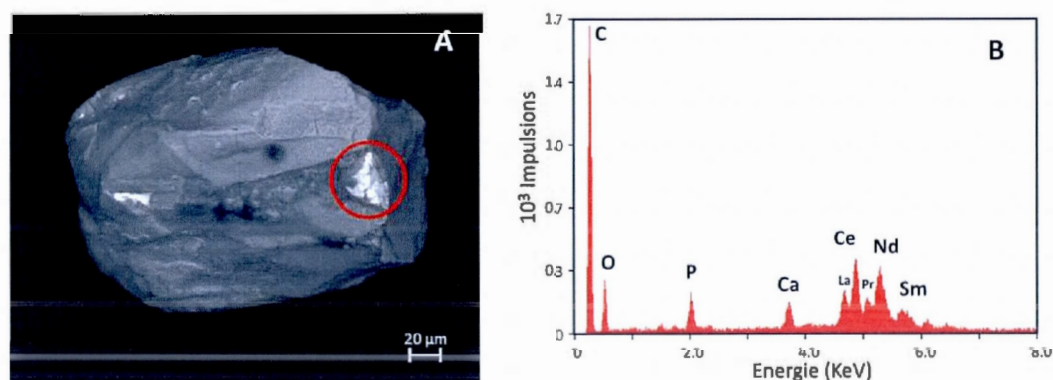
### 3.1.3 Sélection des grains d'apatite pour datation

Les grains d'apatite doivent être sélectionnés selon certaines caractéristiques afin de s'assurer d'une plus grande exactitude des âges AHe mesurés.

1) Les grains d'apatite ne doivent présenter aucune inclusion fluide, minérale ou magmatique ; une grande difficulté dans les datations He pour l'apatite étant la présence de petites inclusions riches en U et en Th (House et al., 1997). Les inclusions les plus communes sont du zircon et de la monazite, mais on peut rencontrer occasionnellement des inclusions de xénotime et d'allanite. Bien que l'inclusion minérale possède probablement une température de fermeture différente de l'apatite, l'essentiel de toutes les particules  $\alpha$  est éjecté dans le minéral hôte. De plus, de nombreuses inclusions, spécialement le zircon, résistent à la dissolution par acide pour la détermination des abondances en U et en Th (House et al., 1997). Les inclusions vont donc contribuer à l'abondance de l'He mais pas à celle de l'U et du Th conduisant ainsi à l'obtention d'âges plus anciens (House et al., 1997). Ehlers et Farley

(2002) ont aussi noté que les apatites provenant de gneiss, comme dans le cadre de cette étude, présentaient souvent de nombreuses inclusions minérales, notamment des monazites.

Des observations au microscope électronique à balayage (MEB) au laboratoire de microscopie électronique à balayage (LAMIC) à l'UQAM ont confirmé la présence de telles inclusions dans les apatites analysées. Une analyse qualitative au MEB a donc été réalisée sur quatre à cinq grains d'apatite de chacun des six échantillons prélevés dans le socle grenvillien. Cette analyse a permis d'estimer la composition chimique de la surface des apatites et de celle des inclusions minérales, avec l'obtention d'un spectre de rayons X et d'une image en noir en blanc donnant une idée précise de la morphologie des grains d'apatites. Dans la majorité des cas, les inclusions analysées sont probablement des monazites (fig. 3.2). La photographie au MEB (fig. 3.2) permet d'identifier très nettement des inclusions beaucoup plus lumineuses que le grain d'apatite, alors que le spectre de rayons X révèle un enrichissement en phosphate (P) et en calcium (Ca), mais également en lanthane (La), cérium (Ce), praséodyme (Pr), néodyme (Nd) et Samarium (Sm), qui sont tous des terres rares. Cette inclusion semble bien correspondre à une monazite (fig. 3.2).



**Figure 3.2** Analyse qualitative d'une inclusion au MEB. (A) Image au MEB d'une apatite de l'échantillon Ap 54 2007 présentant des inclusions (parties les plus lumineuses à la surface du grain). La zone d'analyse correspond à l'inclusion indiquée par le cercle rouge. (B) Le spectre d'analyse chimique permet d'estimer le type d'inclusion : un phosphate de terre rare, probablement une monazite (photographies réalisées au MEB du laboratoire LAMIC).

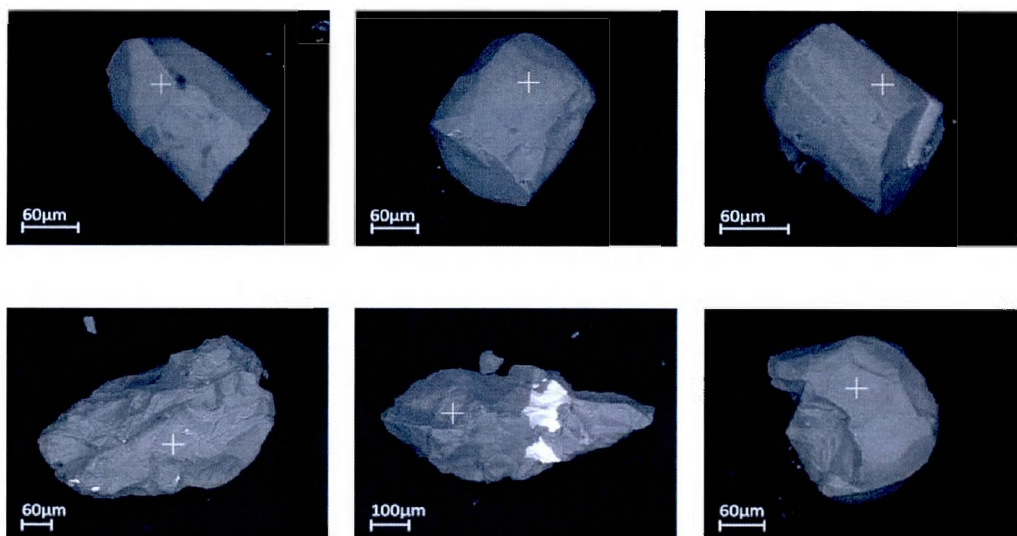
Cependant, les anomalies d'âge liées à la présence d'inclusions ne sont probablement pas reproductibles puisque ces dernières ne sont pas systématiquement présentes dans les grains analysés. Dans de nombreux cas, les inclusions dans les apatites durant la sélection de grains



peuvent être détectées. La non-reproductibilité des âges mesurés suffit généralement à identifier de telles inclusions.

2) La géométrie des grains d'apatite doit se rapprocher le plus possible d'un prisme hexagonal dont la longueur doit être comprise entre 75 et 170  $\mu\text{m}$ , cette morphologie étant appropriée au modèle d'éjection des particules  $\alpha$  appliqué (Farley et al., 1996 ; fig. 2.12 et 2.13). Pour cette raison, il est essentiel de sélectionner des grains d'apatite qui ont conservé leur taille et leur forme originelles. Si les grains sont xénomorphes ou automorphes mais avec une morphologie complexe, ils sont à exclure de la datation puisque l'application du correcteur  $F_T$  sera erronée. Les grains d'apatite des échantillons du rift Saint-Laurent présentent cependant des formes extrêmement hétérogènes et éloignées de la forme idéale d'un prisme hexagonal (fig. 3.1 et 3.3). Les analyses au MEB réalisées au LAMIC soulignent la diversité de forme des grains d'apatite analysés (fig. 3.3). L'importance de la correction  $\alpha$  ne doit pas être sous-estimée. En pratique, cela signifie généralement que les grains sélectionnés doivent être automorphes et entiers ou uniquement brisés selon l'axe  $c$ , ils présentent donc soit les deux terminaisons complètes ou une seule des deux terminaisons (fig. 3.3). Dans ce dernier cas, même s'il est impossible de connaître la longueur originelle du cristal, le facteur de correction  $F_T$  ne varie pas ou peu (Farley et Stockli, 2002). En effet,  $F_T$  varie en fonction de la largeur du cristal et passe de 0.700 à 0.900 lorsque le cristal voit son rayon tripler (de 40 à 120  $\mu\text{m}$  ; Farley et Stockli, 2002). Tandis que si le rapport  $L/R$  (longueur/rayon) passe de 6 à 3, i.e. le cristal est brisé en deux morceaux égaux sur sa longueur, le facteur  $F_T$  est quasiment inchangé : pour un cristal avec un rayon de 80  $\mu\text{m}$ , il varie de 0.804 à 0.801.

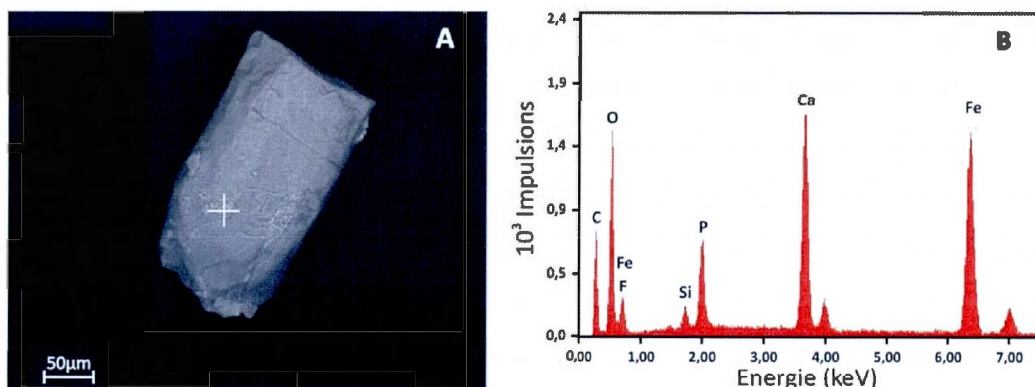
3) Il est important de sélectionner des grains d'apatite de la même taille (Farley, 2000), le facteur de correction  $F_T$  moyen d'une population de grains étant calculé et pondéré par la contribution massique de chaque grain. Cette pondération suppose que les grains contribuent à l'apport d'hélium en fonction de leur masse. Si les grains sont de tailles très variées, on remarque souvent une hétérogénéité des teneurs en U et en Th, et la pondération devient incorrecte (Farley, 2002). De plus, étant donné que le domaine de diffusion correspond à la taille du grain lui-même, il faut donc s'attendre à une variation des âges AHe en fonction de la dimension des grains d'apatite (Farley, 2000 ; fig. 2.3).



**Figure 3.3** Série de cristaux d'apatite provenant des roches du socle grenvillien, le long du rift Saint-Laurent. Les apatites de la partie supérieure forment des grains automorphes et appropriés à la datation (U-Th-Sm)/He. Comparativement, les apatites de la partie inférieure forment des grains xénomorphes ou brisés, avec une géométrie complexe qui sont inappropriés à la datation (U-Th-Sm)/He. Les croix représentent le point d'analyse du faisceau d'électrons primaires pour l'obtention du spectre de rayons X (photographies réalisées au MEB du laboratoire LAMIC).

4) Les grains à analyser doivent être de grandes tailles, plus le grain à analyser est petit, plus la correction  $F_T$  sur l'émission des particules  $\alpha$  est importante et plus l'incertitude sera élevée. La correction augmente en effet très rapidement pour des grains d'apatite avec une demi-largeur inférieure à environ  $75 \mu\text{m}$  (Farley et Stockli, 2002 ; fig. 2.13).

5) Les grains d'apatite doivent être translucides, permettant ainsi une meilleure identification des impuretés au sein du cristal. Les apatites de cette étude présentent localement une teinte de couleur rouille (fig 3.1). Les analyses qualitatives au MEB ont permis de déterminer que, dans la majorité des cas, ces « encroûtements » rouille sont extrêmement riches en fer et correspondent à des accumulations d'oxyde ou de carbonate de fer (fig. 3.4).



**Figure 3.4** Analyse qualitative de la zone de teinte rouille sur une apatite de l'échantillon Ap 55 2007. (A) Image noir et blanc d'une apatite présentant une surface hétérogène causée par la patine rouille. (B) spectre d'analyse chimique permettant d'estimer la composition de la « croûte rouille » de l'apatite : un oxyde de fer ou un carbonate de fer. La croix représente le point d'analyse du faisceau d'électrons primaires pour l'obtention du spectre de rayons X (photographies réalisées au MEB du laboratoire LAMIC).

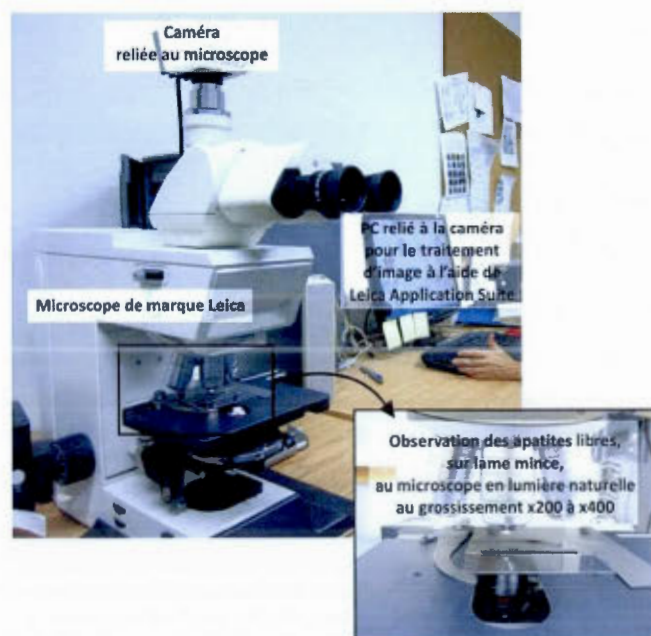
Deux phases de tri sont donc nécessaires et essentielles pour augmenter la précision et l'exactitude des âges mesurés. En effet, les analyses au MEB des apatites du rift Saint-Laurent indiquent la présence d'inclusions de monazite ainsi qu'une altération riche en fer (fig. 3.2 et 3.4). Les analyses soulignent également la grande hétérogénéité de forme des grains d'apatite (fig. 3.3 et 3.1). Bien que fastidieuse, la sélection des apatites analysées doit donc être réalisée avec rigueur.

Une première sélection de grains d'apatite est réalisée sous loupe binoculaire, avec un grossissement variant entre x10 et x40 (fig. 3.5). A l'aide d'une pince, une trentaine de grains d'apatite de chaque échantillon est sélectionnée selon les critères énumérés ci-dessus et déposée sur une lame mince. Un second tri des grains libres est ensuite réalisé au microscope en lumière naturelle, avec un grossissement allant jusqu'à x400 (fig. 3.6). Cette seconde phase permet de déceler des inclusions non visibles à la loupe binoculaire (fig. 3.7).



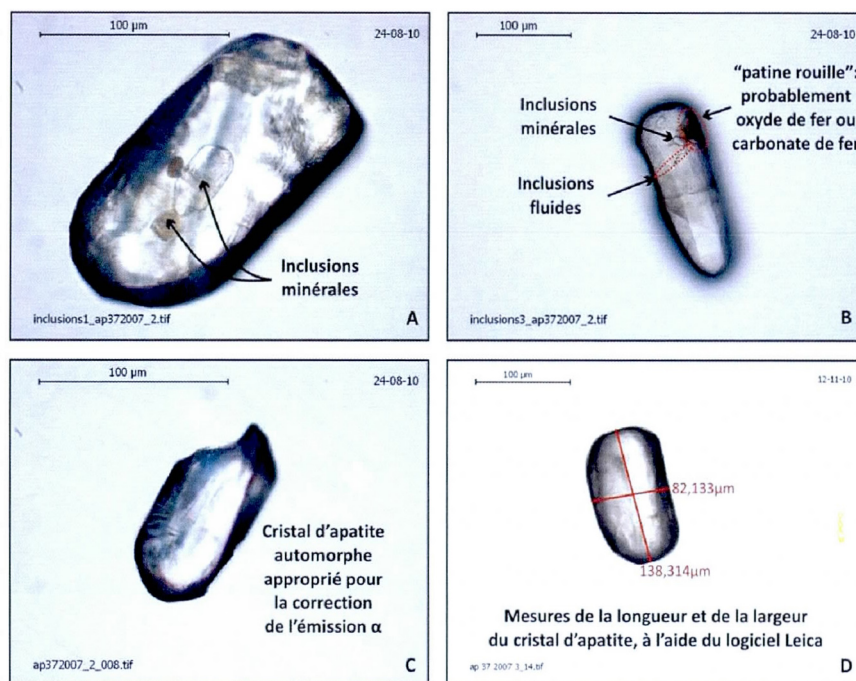


**Figure 3.5** 1<sup>ère</sup> phase de tri des grains d'apatite sous loupe binoculaire avec un grossissement de  $\times 10$  à  $\times 40$ . Les grains sélectionnés sont déposés sur une lame mince pour subir une seconde vérification au microscope en lumière naturelle (Laboratoire de recherche de micropaléontologie, GEOTOP).



**Figure 3.6** Matériel utilisé pour la seconde phase de tri des apatites : microscope, caméra et logiciel Leica pour le traitement des images des grains d'apatite (Laboratoire de recherche de micropaléontologie, GEOTOP).





**Figure 3.7** Observation au microscope de grains d'apatite de l'échantillon Ap 37 2007, en lumière naturelle. (A) Observation de deux types d'inclusions minérales. (B) Observation d'une inclusion minérale, d'inclusions fluides et d'une patine de couleur rouille, probablement des oxydes/carbonates de fer. (C) Le cristal d'apatite automorphe représente le cas idéal pour la datation (U-Th-Sm)/He, avec une absence d'inclusions, une forme proche du prisme hexagonal et une dimension adéquate. (D) Mesure des dimensions d'une apatite subautomorphe à l'aide de l'application Leica Suite.

Lors de l'analyse au microscope, les cristaux d'apatites déposés sur une lame mince, sont photographiés afin de déterminer par la suite les dimensions exactes de chaque grain (tabl. 3.2). La longueur moyenne sur la totalité des grains d'apatite analysés est de  $182,6 \mu\text{m} \pm 27,8 \mu\text{m}$  ( $1 \sigma$ ), avec des valeurs limites de  $333,8$  et  $103,2 \mu\text{m}$  (tabl. 3.2). La largeur de la totalité des échantillons livre une moyenne de  $116,1 \mu\text{m} \pm 20,9 \mu\text{m}$  ( $1 \sigma$ ), avec des valeurs limites de  $269,0$  et  $60,7 \mu\text{m}$  (tabl. 3.2). Les grains d'apatite du rift Saint-Laurent sont généralement de tailles relativement faibles, particulièrement pour l'échantillon Ap 37 2007 (tabl. 3.2). En comparaison, l'étude thermochronologique menée sur le réseau de drainage du plateau éthiopien par Pik et al. (2003) a été réalisée sur des grains d'apatites avec un rayon moyen (soit une demi-largeur) de  $125 \pm 20 \mu\text{m}$  ; la largeur de ces cristaux est donc environ deux fois plus importante que celle des apatites du rift Saint-Laurent. De plus, l'échantillon Ap 37 2007 présente des dimensions extrêmement faibles et problématiques puisqu'elles tombent sous la

limite inférieure acceptable pour la correction  $F_T$  (tabl. 3.2). La mesure de la longueur et de la largeur des grains permet ensuite de calculer le facteur de correction  $F_T$ .

**Tableau 3.2**

Taille et nombre de grains d'apatite analysés pour les séries d'échantillons d'apatites, Ap XX 2007 YY, situés le long des failles du rift Saint-Laurent. Lorsque le grain d'apatite est considéré comme une sphère lors de la modélisation,  $r$  correspond au rayon (section 2.6).

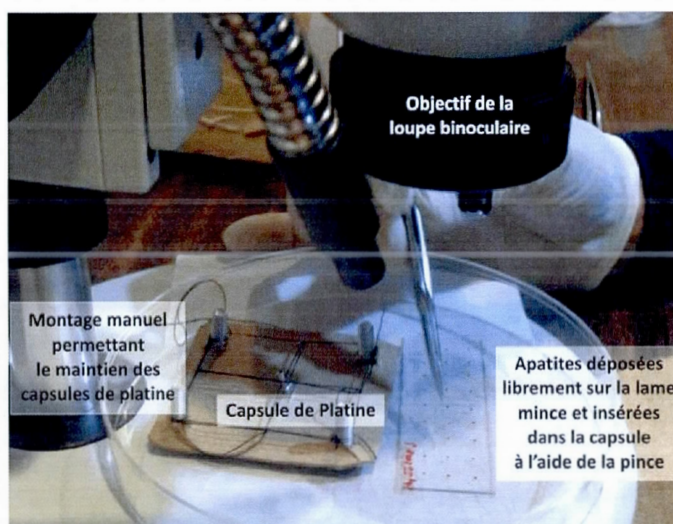
Echantillons	Séries d'échantillon	# apatites / séries	Longueur ( $\mu\text{m}$ ) $\pm 1\sigma$	Largeur ( $\mu\text{m}$ ) $\pm 1\sigma$	$r$ ( $\mu\text{m}$ )
Ap 35 2007	Ap 35 2007 1	7 apatites	$225,9 \pm 54,2$	$146,9 \pm 29,2$	83,1
	Ap 35 2007 2	10 apatites	$128,0 \pm 17,5$	$72,7 \pm 15,8$	42,4
	Ap 35 2007 3	11 apatites	$152,6 \pm 28,0$	$91,7 \pm 16,9$	52,9
Ap 36 2007	Ap 36 2007 1	10 apatites	$150,9 \pm 29,3$	$93,2 \pm 30,8$	53,4
	Ap 36 2007 2	13 apatites	$191,0 \pm 24,6$	$123,1 \pm 21,8$	69,8
Ap 37 2007	Ap 37 2007 1	10 apatites	$134,1 \pm 16,8$	$65,3 \pm 13,0$	39,4
	Ap 37 2007 2	8 apatites	$103,2 \pm 13,2$	$60,7 \pm 11,8$	35,2
	Ap 37 2007 3	13 apatites	$116,8 \pm 16,8$	$73,5 \pm 9,8$	41,9
Ap 38 2007	Ap 38 2007 1	6 apatites	$333,8 \pm 33,1$	$269,0 \pm 35,2$	143,8
	Ap 38 2007 2	11 apatites	$236,6 \pm 21,1$	$160,1 \pm 33,4$	89,7
Ap 54 2007	Ap 54 2007 1	10 apatites	$198,2 \pm 41,7$	$108,7 \pm 20,7$	64,0
	Ap 54 2007 2	10 apatites	$175,6 \pm 39,6$	$110,3 \pm 15,0$	63,0
Ap 55 2007	Ap 55 2007 1	9 apatites	$219,6 \pm 30,6$	$131,9 \pm 17,7$	75,3
	Ap 55 2007 2	12 apatites	$189,5 \pm 22,6$	$117,6 \pm 21,1$	67,3

La reproductibilité des âges AHe étant primordiale, il est donc nécessaire d'analyser au minimum deux fois chaque échantillon (tabl. 3.2). Pour une question de représentativité des résultats, il faut aussi, à la fin des deux phases de tri, obtenir au minimum deux séries de 10 apatites pour chaque échantillon (tabl. 3.2), chaque série représentant alors un âge AHe. De plus, on a choisi de travailler en mode multigrains plutôt qu'en mode monograin, i.e. avec plusieurs grains par capsules pour deux raisons : 1) cette méthode a été celle qui m'a été

enseignée par R. Pik, durant la formation au CRPG et qui est couronnée de succès (Pik et al., 2003 ; Pik et al., 2013) ; 2) étant donné qu'un laboratoire de thermochronologie a été mis en place au cours de mon projet, il était difficile de prévoir si la sensibilité de l'appareillage permettrait ou non de détecter le signal des éléments fils et pères. La méthode multigrains pouvait alors assurer la reconnaissance d'un signal de l'hélium et des isotopes pères.

### 3.1.4 Préparation des échantillons d'apatite

Différentes étapes de préparation pour les échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent et ceux de l'apatite de Durango, utilisé comme standard, sont nécessaires pour l'analyse de l' $^4\text{He}$ . La préparation des échantillons est réalisée sous loupe binoculaire. Les grains sont insérés dans des capsules cylindriques, d'environ 0,5 mm de longueur et 0,3 mm de diamètre, dont l'une des extrémités est fermée au préalable (fig. 3.8). La capsule de platine est maintenue à la verticale à l'aide d'un simple montage de carton et de fil de couture (fig. 3.8). Le transfert des grains d'apatite de la lame mince vers la capsule de platine demande beaucoup de temps et est risqué puisque l'on peut perdre des cristaux lors du chargement (fig. 3.8). Les grains d'apatite sont isolés hermétiquement dans les capsules en refermant celles-ci à l'aide d'une pince.



**Figure 3.8** Insertion des apatites dans la capsule de platine à l'aide d'une pince, sous loupe binoculaire. Un montage à base de carton et de fil de couture permet de maintenir la capsule de platine à la verticale (Laboratoire de recherche de micropaléontologie, GEOTOP).



Le poids des grains d'apatite et du standard est ensuite calculé à l'aide d'une microbalance CAHN C32, avec une précision de  $\pm 1 \mu\text{g}$  pour des échantillons ne dépassant pas 250 mg. Tel qu'indiqué sur le tableau 3.3, le poids moyen des apatites du rift Saint-Laurent est de 0,128 mg et varie entre 0,500 mg et 0,005 mg, alors que les apatites de Durango ont un poids moyen d'environ 0,966 mg mais peuvent atteindre des valeurs supérieures à 2,000 mg (tabl. 3.4).

**Tableau 3.3**  
Poids des séries d'échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent mesurés à l'aide d'une microbalance CAHN C32.

Echantillons	Séries d'échantillon	# apatites / séries	Poids de chaque série
Ap 35 2007	Ap 35 2007 1	7 apatites	0,005 mg
	Ap 35 2007 2	10 apatites	0,087 mg
	Ap 35 2007 3	11 apatites	0,019 mg
Ap 36 2007	Ap 36 2007 1	10 apatites	0,082 mg
	Ap 36 2007 2	13 apatites	0,151 mg
Ap 37 2007	Ap 37 2007 1	10 apatites	0,063 mg
	Ap 37 2007 2	8 apatites	0,034 mg
	Ap 37 2007 3	13 apatites	0,030 mg
Ap 38 2007	Ap 38 2007 1	6 apatites	0,062 mg
	Ap 38 2007 2	11 apatites	0,219 mg
Ap 54 2007	Ap 54 2007 1	10 apatites	0,200 mg
	Ap 54 2007 2	10 apatites	0,087 mg
Ap 55 2007	Ap 55 2007 1	9 apatites	0,427 mg
	Ap 55 2007 2	12 apatites	0,175 mg



**Tableau 3.4**  
Poids des apatites de Durango mesurés à l'aide d'une microbalance CAHN C32.

Echantillons de Durango	Séries d'apatites du Rift Saint-Laurent associées	Poids du standard
DUR01 Ap 35 2007 3	Ap 35 2007 3	0,755 mg
DUR01 Ap 36 2007 2	Ap 36 2007 2	1,095 mg
DUR01 Ap 37 2007 3	Ap 37 2007 3	0,814 mg
DUR01 Ap 38 2007 2	Ap 38 2007 2	1,064 mg
DUR01 Ap 54 2007 2	Ap 54 2007 2	2,201 mg
DUR01 Ap 55 2007 2	Ap 55 2007 2	1,104 mg
Durango-Ap-30	Ap 35 2007 1, Ap 38 2007 1	0,496 mg
Durango-Ap-31	Ap 35 2007 1, Ap 38 2007 1	0,651 mg
Durango-Ap-32	Ap 35 2007 1, Ap 38 2007 1	0,155 mg

### 3.2 Analyse de l' $^4\text{He}$ par spectrométrie de masse

La majorité des analyses de l' $^4\text{He}$  ont été effectuées au Laboratoire des Gaz Rares A Montréal (GRAM) de l'UQAM, à l'exception des séries d'échantillons Ap 35 2007 1 et Ap 38 2007 1 et des apatites de Durango associées (tabl. 3.4), pour lesquels les concentrations en He et en U, Th et Sm ont été déterminées au CRPG. Compte tenu du développement analytique réalisé au GRAM, la description du protocole expérimental ci-dessous se limitera à celui réalisé à l'UQAM.

L'analyse de l'hélium comporte trois étapes : (1) extraction de tous les gaz contenus dans les apatites, (2) purification des gaz rares, et (3) mesure isotopique par spectrométrie de masse quadripolaire.

La mise en place du procédé expérimental pour la datation (U-Th-Sm)/He sur apatites au GRAM a cependant nécessité des étapes préalables telles que (a) l'installation et la calibration de deux fours pour l'extraction des gaz, décrite dans la partie de l'instrumentation pour l'analyse de l' $^4\text{He}$  (section 3.2.1), et (b) la création d'un standard interne d'hélium pur,

décrite dans la partie du standard interne pour l'analyse isotopique de l'hélium (section 3.2.2).

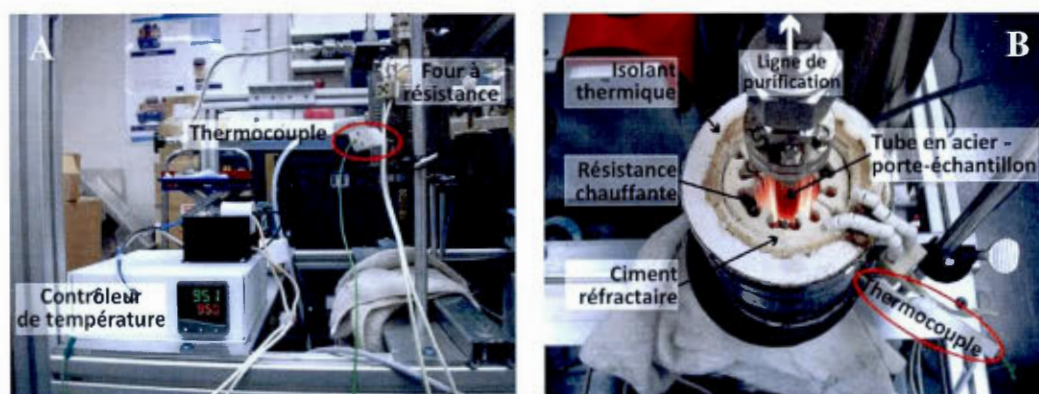
### 3.2.1 Instrumentation pour l'analyse de l' $^4\text{He}$

#### - La zone d'extraction des gaz :

La zone d'extraction des gaz est constituée d'un four cylindrique à résistance chauffante maintenu par un ciment réfractaire poreux qui résiste au choc thermique. Un isolant thermique englobe le tout (fig. 3.9). Le four à résistance peut atteindre des températures de  $1200^\circ\text{C}$  en quelques dizaines de minutes. A l'intérieur du four, un tube en acier d'une hauteur de 14 cm et d'un diamètre d'environ 1 cm, est relié à la ligne de purification de manière étanche (fig. 3.9). Les capsules de platine contenant les grains d'apatites sont introduites dans le tube en acier qui sera ensuite chauffé par le four à résistance pour en extraire tous les gaz, dont l' $^4\text{He}$ . Au cours des analyses, un deuxième four avec un deuxième tube en acier a été installé pour accélérer les analyses. Les deux systèmes sont similaires : le montage est identique, seul le volume diffère (50 % de volume en plus pour le four 2) ; permettant d'analyser les échantillons d'apatites dans les mêmes conditions. La température de chauffage est mesurée à l'aide d'un thermocouple de type S (Pt-Rh). La température de consigne, que l'on fixe, est établie grâce à un contrôleur de température de type CAL 9400 (fig. 3.9). Cet appareil permet de fixer une vitesse de chauffage du four avant d'atteindre la température voulue et de fixer le temps de chauffage à la température désirée. Ce contrôleur a également été programmé pour éviter les oscillations de température aux alentours de  $950^\circ\text{C}$ . Ainsi, lors du dégazage des échantillons, les fluctuations de température ne sont que de quelques degrés ( $\pm 5^\circ\text{C}$ ).

On note que le thermocouple n'est pas introduit directement dans le tube en acier, comme l'est l'échantillon ; la température mesurée par le thermocouple peut donc être différente de celle atteinte par la capsule de platine. Il est donc nécessaire de calibrer le four afin de connaître le gradient de température. La calibration du four a été réalisée avec de l'argent, dont le point de fusion est de  $962^\circ\text{C}$ , soit une température proche de celle de chauffage des échantillons. L'argent est introduit dans des capsules de Pt et subi les mêmes conditions expérimentales que les échantillons d'apatite. Une rampe de température de

2000°C/heure est appliquée pour atteindre un palier de 30 minutes pour des températures variant entre 950 et 1000°C. Pour une température de consigne de 950°C, l'argent est intact tandis que pour une température de consigne de 980°C, l'argent fond. Le gradient thermique est donc peu élevé et la température de consigne est celle de la température de l'échantillon à  $\pm 20^\circ\text{C}$ . Cette incertitude de température est suffisamment faible pour de telles analyses. En effet, Farley (2002) fixe une température de chauffage des échantillons d'apatites à  $1000^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$  pour l'analyse de l' $^4\text{He}$ .



**Figure 3.9** (A) Zone d'extraction des gaz avec le four, le thermocouple et le contrôleur de température. (B) Détail du four et du porte-échantillon (tube en acier connecté à la ligne de purification) (Laboratoire GRAM, GEOTOP). - La zone de purification des gaz :

La ligne de purification permet de «purifier» le gaz et de ne conserver que l' $^4\text{He}$ . Cette ligne se situe entre la zone d'extraction et la zone d'analyse et est composée de trois pièges qui sont des pièges à gaz réactifs. Deux jauges de pression sont connectées à la ligne : la première jauge Baratron permet de lire des pressions jusqu'à  $10^{-3}$  mbar tandis que la jauge de pression Pirani + Bayard-Alpert permet de lire des pressions allant jusqu'à  $10^{-9}$  mbar. La ligne de purification est maintenue sous un vide constant de  $10^{-8}$  mbar grâce à une pompe turbo (fig. 3.10). Un premier piège rempli d'oxyde de titane est chauffé à  $600^\circ\text{C}$ , les deux autres pièges de type St707 formés à partir d'un alliage de vanadium-zirconium-fer (fig. 3.10) sont chauffés à  $200^\circ\text{C}$ . Lorsque les pièges sont activés thermiquement, les molécules réactives telles que  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , C, CO,  $\text{CO}_2$  et  $\text{N}_2$  entrent en contact avec la surface et subissent une chimisorption tandis que les hydrocarbures subissent une adsorption. Seuls les gaz inertes ne sont pas adsorbés.





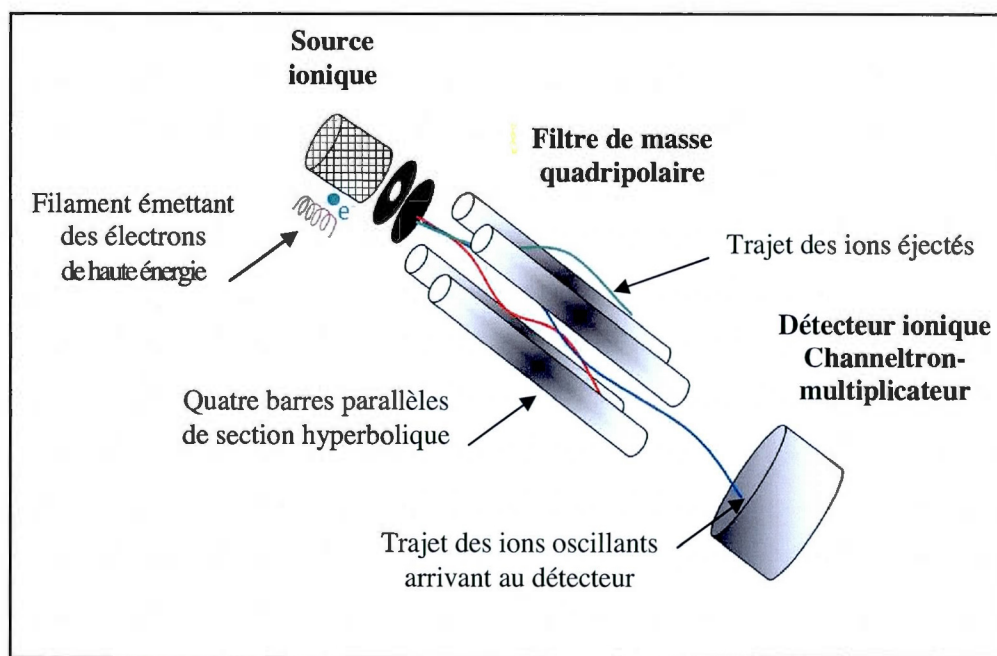
**Figure 3.10** Système d'analyse isotopique de l' $^4\text{He}$  avec la zone d'extraction des gaz, la zone de purification et la zone d'analyse par spectrométrie de masse. J1 et J2 correspondent respectivement à la jauge de pression Pirani + Bayard-Alpert et la jauge de pression Baratron, pip1 correspond à la micropipette du réservoir de standard d'hélium pur, Gt1 correspond au piège d'oxyde de titane, Gt2 et Gt3 correspondent aux pièges en alliage de vanadium-zirconium-fer (Laboratoire GRAM, GEOTOP).

- La zone d'analyse isotopique par spectrométrie de masse :

Les analyses isotopiques de l' $^4\text{He}$  ont été réalisées sur un spectromètre de masse quadripolaire (QMS) Balzers Prisma C-200. Le QMS dispose d'une source sous la forme de deux filaments de tungstène qui permettent la transformation des atomes de gaz rares en cations. Lorsque les gaz rares passent à travers le filament, les électrons de haute énergie émis par ce dernier arrachent les électrons des molécules de gaz, provoquant leur ionisation (fig. 3.11). Un seul filament est utilisé, le second étant de réserve. Après l'ionisation des molécules de gaz rares, les ions passent à travers un filtre de masse quadripolaire. Ce dernier est constitué de quatre barres parallèles de section hyperbolique, entre lesquelles on applique un courant continu et un courant alternatif (fig. 3.11). En fonction du courant continu et alternatif appliqué et du ratio masse/charge des particules, certains ions présenteront une



trajectoire oscillante leur permettant de passer entre les barres du filtre et d'arriver au détecteur, les autres seront éjectées (fig. 3.11). Un Channeltron-multiplicateur est utilisé pour détecter le signal et l'amplifier ; permettant ainsi de mesurer des courants très faibles, jusqu'à  $10^{-15}$  A. Le signal obtenu est un courant en ampère produit par les ions et proportionnel à la quantité de gaz introduit. Le logiciel de pilotage du spectromètre de masse QUADSTAR permet d'enregistrer les mesures, de visualiser les courbes obtenues, mais ne permet pas de traiter les données qui le seront ensuite à l'aide du tableur Excel.



**Figure 3.11** Principe du spectromètre de masse quadripolaire.

### 3.2.2 Standard interne pour l'analyse isotopique de l'hélium

La calibration des concentrations en  $^4\text{He}$  des apatites du rift Saint-Laurent ou de l'apatite de Durango est déterminée à partir d'un standard interne d'hélium pur. Il est donc nécessaire de connaître avec précision et exactitude le volume de la pipette du standard d'hélium et la pression partielle dans le réservoir de ce standard. Le standard interne d'hélium pur est conservé dans un réservoir d'une capacité de  $5089,6\text{cm}^3$  ( $V_{\text{STDI}}$ ). Une micropipette d'un volume de  $0,0867\text{cm}^3$  ( $V_{\text{pip1}}$ ) connectée au réservoir, permet d'injecter de l'hélium dans la ligne de purification qui peut être ensuite analysé par le spectromètre de masse quadripolaire.

Le facteur d'épuisement à chaque micropipette d'hélium utilisée a été déterminé au préalable et est de 0,99998035.

Au cours des analyses isotopiques de l'hélium au GRAM, un premier standard d'hélium pur (1<sup>er</sup> STD1 He pur) a été créé puis un second (2<sup>ème</sup> STD1 He pur) à la suite d'une perte partielle du gaz du réservoir vers la ligne d'extraction du premier standard. La pression partielle de l'<sup>4</sup>He dans le volume de la pipette a été déterminée par mesure de la pression du gaz pour un volume calibré et connu avec précision ( $\pm 1\%$ ). Les détails permettant la détermination de la pression partielle de l'hélium dans le réservoir sont donnés dans le tableau 3.5. La pression partielle d'<sup>4</sup>He dans la micropipette est de  $2,9610 \times 10^{-4}$  mbar et de  $3,0311 \times 10^{-4}$  mbar pour le 1<sup>er</sup> et le 2<sup>ème</sup> STD1 He pur respectivement ( $P_{i\ ^4\text{He}_{(v_{pip1})}}$ , tabl. 3.5). A partir de la pression partielle de l'hélium dans la micropipette et de la loi des gaz parfaits, on peut calculer le nombre de moles d'hélium contenu dans le volume de la micropipette. En conditions normales de température et de pression (CNTP), la quantité d'hélium obtenue en ccSTP est de  $2,2073 \times 10^{-8}$  et de  $2,2596 \times 10^{-8}$  pour le 1<sup>er</sup> et le 2<sup>ème</sup> STD1 He pur respectivement (tabl. 3.5).

**Tableau 3.5**

Paramètres permettant la détermination de la pression partielle et du nombre de moles d' <sup>4</sup>He contenu dans la micropipette du standard d'hélium pur.

Type de Standard d'hélium pur	1 <sup>er</sup> STD1 <sup>4</sup> He pur (07/07/2010)	2 <sup>ème</sup> STD1 <sup>4</sup> He pur (07/10/2010)
Pression lue par la jauge baratron	0,0380 mbar	0,0389 mbar
Volume initial (Vol. jauge)	40,867 cm <sup>3</sup>	40,867 cm <sup>3</sup>
Volume final (Vol. Jauge → Vol. réservoir)	5244,654 cm <sup>3</sup>	5244,654 cm <sup>3</sup>
Facteur de dilution d(0) : Volume initial/Volume final	0,007792126	0,007792126
$P_{i\ ^4\text{He}_{(v_{pip1})}}$ , Pression partielle <sup>4</sup> He dans la micropipette	$2,9610 \times 10^{-4}$ mbar $2,9223 \times 10^{-7}$ atm	$3,0311 \times 10^{-4}$ mbar $2,9915 \times 10^{-7}$ atm
$n\ ^4\text{He}_{(v_{pip1})}$ (mol), pour T = 20°C	$1,0533 \times 10^{-12}$	$1,0782 \times 10^{-12}$
$n\ ^4\text{He}_{(v_{pip1})}$ , pour CNTP	$2,2073 \times 10^{-8}$ ccSTP	$2,2596 \times 10^{-8}$ ccSTP

A partir de la pression partielle du standard d'hélium pur et connaissant les volumes de dilution, on peut calculer la sensibilité du spectromètre de masse. Cette sensibilité définit la capacité de l'appareil à retranscrire un signal à partir d'une quantité de gaz analysée. Plus l'appareil est sensible, plus le signal sera élevé pour une même quantité de gaz. Pour de faibles quantités de gaz, un spectromètre avec une sensibilité élevée pourra malgré tout délivrer un signal correct. La sensibilité, notée  $S$ , correspond donc au ratio du signal électrique sur la quantité de gaz analysé. Elle est exprimée en ampère par mbar et peut s'écrire selon l'équation suivante :

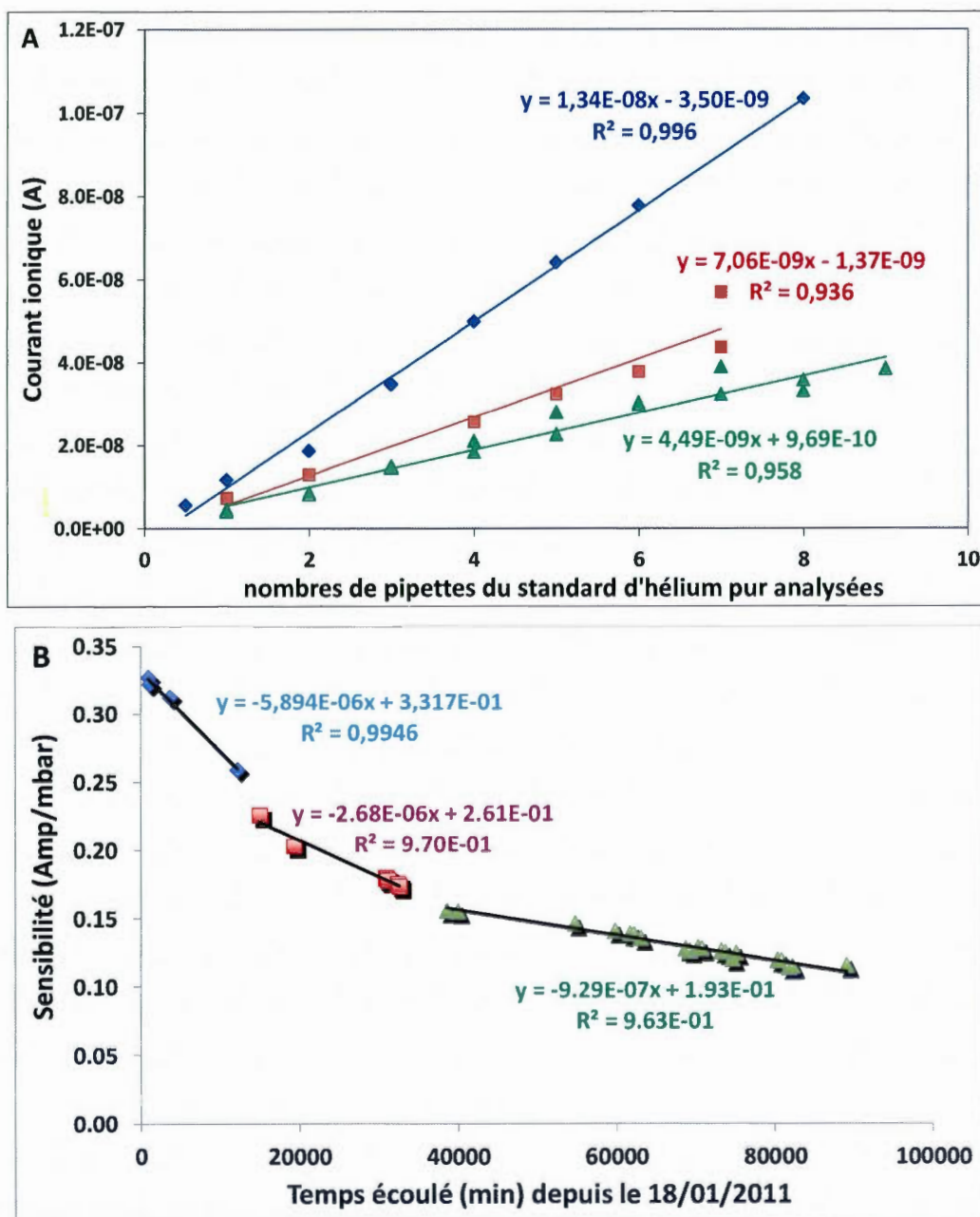
$$S_{(A/mbar)} = \frac{I_{(A)}}{P_{(mbar)}} = \frac{I_{(A)}}{d_{(std)} * P_i_{(mbar)}} \quad (3.1)$$

- où :
- $S$  (A/mbar) correspond à la sensibilité du spectromètre de masse.
  - $I$  (A) correspond au signal du standard d'hélium pur analysé.
  - $P$  (mbar) correspond à la pression du gaz dans le spectromètre de masse.
  - $d_{(std)}$  vaut 0,0001187 et correspond au facteur de dilution entre le volume initial ( $V_{pip1}$  est égal à  $0,0867\text{cm}^3$ ) et le volume final (volume total occupé par le gaz lors de l'analyse qui est égal à  $730,307\text{cm}^3$ ).
  - $P_i$  (mbar) correspond à la pression partielle du standard d'hélium pur dans la micropipette (tabl. 3.5)

Sous des conditions normales de température et de pression (CNTP, température de 273,15 K et pression de 1 atm), on obtient l'équation suivante :

$$S_{(A/mbar)} = \frac{292,15 * I_{(A)}}{273,15 * d * P_i_{(mbar)}} \quad (3.2)$$

Il est important de souligner que le filament du spectromètre de masse peut se dégrader au fil des analyses, le signal obtenu n'est donc plus linéaire au cours du temps (fig. 3.12). On remarque ainsi que la sensibilité du spectromètre de masse a été divisée par presque 3 en passant de 0,3268 à 0,1153 A/mbar pour une courte période, environ 62 jours. Cela a donc nécessité une calibration continue des analyses de l' $^4\text{He}$  avec des mesures de standard d'hélium avant et après chaque analyse d'échantillon d'apatite (fig. 3.12). On a donc utilisé les résultats des standards d'hélium pur de la même journée d'analyse de l'échantillon d'apatite pour en déduire la concentration d'hélium.



**Figure 3.12** (A) Evolution temporelle du signal d'hélium pour différentes doses de micropipette du standard d' $^4\text{He}$  pur lors de 3 essais de linéarité. Le signal n'est pas linéaire et diminue au cours du temps (B) Evolution temporelle de la sensibilité pour les trois mêmes essais de linéarité. La sensibilité du spectromètre de masse diminue au cours du temps et passe de 0,3268 A/mbar à 0,1153 A/mbar en 62 jours.



### 3.2.3 Protocole expérimental pour l'analyse de l' $^4\text{He}$

Le protocole expérimental retenu pour les échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent ou ceux de l'apatite de Durango est identique. A chaque analyse de ces différents types d'échantillons, l'abondance d' $^4\text{He}$  est calibrée à partir d'un standard interne d'hélium pur dont la concentration doit être proche de celle l'échantillon. Ainsi, un certain nombre de pipettes d'hélium pur du standard est analysé avant et après le passage de l'échantillon d'apatite. De plus, avant l'analyse d'un standard ou d'un échantillon, la réalisation d'un blanc d'échantillon à froid ou d'un blanc de standard est nécessaire pour permettre de déceler toute pollution éventuelle et de mesurer le « bruit de fond » au spectromètre de masse. Voici les différentes étapes d'analyse pour un échantillon d'apatite :

- réalisation d'un blanc de standard.
- analyse d'un standard d'hélium pur (quelques pipettes d'hélium pur du standard interne).
- réalisation d'un blanc d'échantillon à froid.
- analyse d'un échantillon d'apatite du rift Saint-Laurent (Ap XX 2007 1,2 ou 3) ou d'une apatite de Durango (DUR01 Ap XX 2007 1, 2 ou 3).
- réalisation d'un blanc de standard.
- analyse d'un standard d'hélium pur (quelques pipettes d'hélium pur du standard interne).

Chacune de ces étapes se fait sous une pression variant entre 4 et  $1 \times 10^{-8}$  mbar. L'établissement du vide est rendu possible grâce à une pompe ionique dans la zone de mesure et une pompe turbo reliée à une pompe primaire dans la zone d'extraction et de purification. Après l'insertion d'une capsule contenant les grains d'apatite dans le four, une douzaines d'heures de pompage et de nettoyage sont nécessaires pour obtenir un vide inférieur à  $4 \times 10^{-8}$  mbar. Si la pression est correcte, on peut alors lancer l'analyse d'un échantillon d'apatite dont les étapes ont été énumérées précédemment. La procédure d'analyse est identique que ce soit pour un échantillon ou un blanc d'échantillon à froid ou que ce soit pour un standard ou un blanc de standard. Ci-dessous, les protocoles d'analyse des échantillons d'apatites et des standards d'hélium pur sont décrits.

- Protocole d'analyse pour un échantillon d'apatite :

Si la pression est correcte, on débute par la réalisation d'un blanc à froid d'échantillon. La procédure est exactement la même que pour un échantillon d'apatite, excepté pour l'extraction du gaz. Le four n'est pas mis en route, il ne s'agit que d'une simulation. Si le signal (en A) obtenu est bien inférieur à celui d'un échantillon d'apatite, il est alors possible d'analyser des échantillons. Dans le cadre de ces analyses, les niveaux de blancs typiques d'un échantillon sont généralement de trois ordres de grandeur inférieurs à celui des échantillons, soit de l'ordre du femtomole ( $10^{-15}$  mol).

Le four est isolé du reste de la ligne de purification et du spectromètre de masse quadripolaire pour une durée de 45 minutes. Le four monte graduellement en température jusqu'à  $950^{\circ}\text{C}$  durant environ 20 minutes, selon une rampe de température de  $2700^{\circ}\text{C}/\text{heure}$ . Ensuite, les grains d'apatite sont chauffés à  $950^{\circ}\text{C}$  pendant 20 minutes. Il est ensuite nécessaire de laisser refroidir le four à température ambiante durant 5 minutes. Cette étape correspond à l'extraction des gaz.

On mesure la pression des gaz libérés par les cristaux d'apatites à l'aide d'une jauge Baratron, avant de les envoyer dans la ligne de purification. Après trois minutes de détente du gaz à travers la ligne de purification, le four est isolé et la purification peut débuter. Les gaz sont ainsi successivement exposés aux trois pièges. Ils subissent une première purification à chaud de 15 minutes (les pièges sont maintenus à une température entre  $200$  et  $600^{\circ}\text{C}$ ) et une seconde purification à froid de 10 minutes (les pièges sont alors maintenus à une température ambiante) pour chacun des trois pièges.

Après cette purification, il ne reste que de l'hélium, l'analyse par spectrométrie de masse peut donc être lancée.

- Protocole d'analyse pour un standard d'hélium pur :

Il est nécessaire d'analyser des standards d'hélium avant et après la réalisation d'un échantillon d'apatite pour calibrer la concentration en  $^4\text{He}$ . Si la pression est correcte, on débute l'analyse par un blanc de standard. La procédure est identique à celle d'un standard d'hélium pur mais sans la libération de gaz, il ne s'agit que d'une simulation. Si le signal (en

A) obtenu est bien inférieur à celui du volume d'une pipette d'hélium pur, il est alors possible d'analyser un standard d'hélium.

Lors de la réalisation d'un standard, un volume connu d'hélium est prélevé dans un réservoir d'hélium pur à l'aide d'une micropipette. Le gaz, relâché dans la ligne de purification, est exposé à seulement deux pièges. Il subit une première purification à chaud de 10 minutes (les pièges sont chauffés à 200°C) et une seconde purification à froid de 5 minutes (les pièges sont à température ambiante) pour chacun des deux pièges. La purification est moins importante que pour les échantillons puisqu'il s'agit de gaz pur. L'analyse isotopique de l'hélium au spectromètre de masse peut ensuite être lancée.

- Analyse isotopique de l'hélium au spectromètre de masse quadripolaire et traitement des données brutes :

L'analyse isotopique au spectromètre de masse quadripolaire se déroule de la même manière que ce soit pour un standard interne d'hélium pur ou pour un échantillon d'apatite du rift ou de Durango. Lorsqu'on lance l'analyse isotopique à partir du logiciel QUADSTAR, on mesure le pic de l'hydrogène et de l'hélium durant 150 cycles. La mesure de l'évolution du courant en fonction d'une haute tension pour un champ électromagnétique constant permet d'établir la nature du gaz et sa concentration. La valeur de la haute tension donne la nature du gaz tandis que la lecture du courant est proportionnelle à la quantité d'hélium (fig. 3.13). La figure 3.14 illustre l'évolution temporelle du courant ; l'ordonnée à l'origine de la droite permet de déterminer avec une plus grande précision la valeur du courant en ampère, proportionnel à la quantité d'hélium.

La calibration du spectromètre de masse par rapport au standard interne d'hélium permet ensuite de déterminer la quantité d'hélium à partir du courant en ampère mesuré. En appliquant la loi des gaz parfaits et en utilisant le calcul de la sensibilité, on peut déduire la quantité d'<sup>4</sup>He en mol/g (éq. 3.3) dans les conditions normales de température et de pression (CNTP) :

$$n = \frac{P_i \cdot V_i}{R \cdot T} = \frac{I \cdot 292,15 \cdot V_i}{S \cdot d_{\text{(ech)}} \cdot 273,15 \cdot 1013 \cdot R \cdot T} \quad (3.3)$$

où : -  $P_i \text{ (atm)} = (I \cdot 292,15) / (S \cdot d_{\text{(ech)}} \cdot 273,15 \cdot 1013)$

$P_i$  (atm) correspond à la pression partielle du gaz analysé dans le volume initial (four 1 ou four 2) et est déduit de l'équation de la sensibilité (eq. 3.2).

-  $I$  (A) correspond au signal mesuré pour un échantillon d'apatite.

-  $S$  (A/atm) correspond à la sensibilité (eq. 3.2).

-  $d_{ech}$  correspond au facteur de dilution entre le volume initial (le volume du four1 ou 2) et le volume final (le volume total de détente du gaz durant l'analyse).  $d_{ech}$  vaut 0,0307 et 0,0459 pour le four1 et le four2 respectivement.

-  $V_i$  (cm<sup>3</sup>) correspond au volume initial, soit 25,800 cm<sup>3</sup> pour le four1 et 39,271 cm<sup>3</sup> pour le four2.

-  $R$  (L.Atm/K.mol) correspond à la constante des gaz parfaits et vaut 0,0820561.

-  $T$  (K) correspond à la température et vaut 273,15K.

-  $n$  (mol) correspond au nombre de moles d'<sup>4</sup>He de l'échantillon d'apatite.

L'isolation du four au cours de l'analyse des échantillons provoque une perte partielle d'hélium. Pour tenir compte de cette perte partielle, on applique à la quantité de moles d'<sup>4</sup>He ( $n$ , eq. 3.3) un facteur de concentration dépendant du volume isolé lors de l'analyse. La quantité de moles d'<sup>4</sup>He ( $n$ , eq. 3.3) doit donc être multipliée par 1,2261 ( $fC_1$ ) pour une analyse à partir du four1 ou par 1,3441 ( $fC_2$ ) pour une analyse à partir du four2. De plus, il faut soustraire le signal du blanc d'échantillon réalisé avant l'analyse pour obtenir la valeur réelle d'hélium. Dans des conditions normales de pression et de température (CNTP), on aboutit donc à une valeur réelle d'hélium en mol/g d'échantillon égale à :

$$n_{\text{He réelle}} \text{ (mol/g)} = \frac{(n * fC_{1-2}) - n_{(blk)}}{\bar{P}_{ech}} \text{ (CNTP)} \quad (3.4)$$

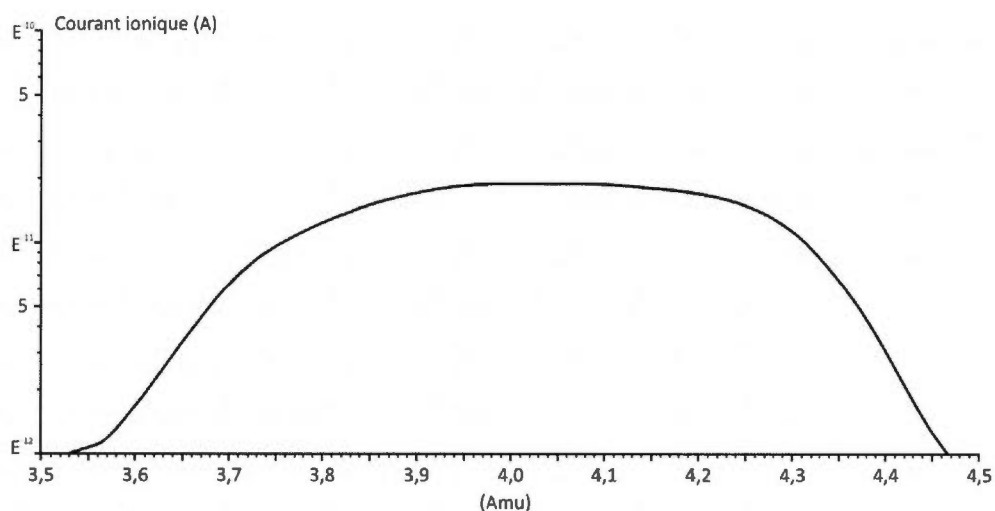
où : -  $n$  (mol) correspond à la quantité d'hélium de l'échantillon déduite de l'équation 3.3 avant l'application des corrections.

-  $fC_{1-2}$  correspond au facteur de concentration qui tient compte de la perte d'hélium au cours de l'analyse par isolation du four1 ou 2.

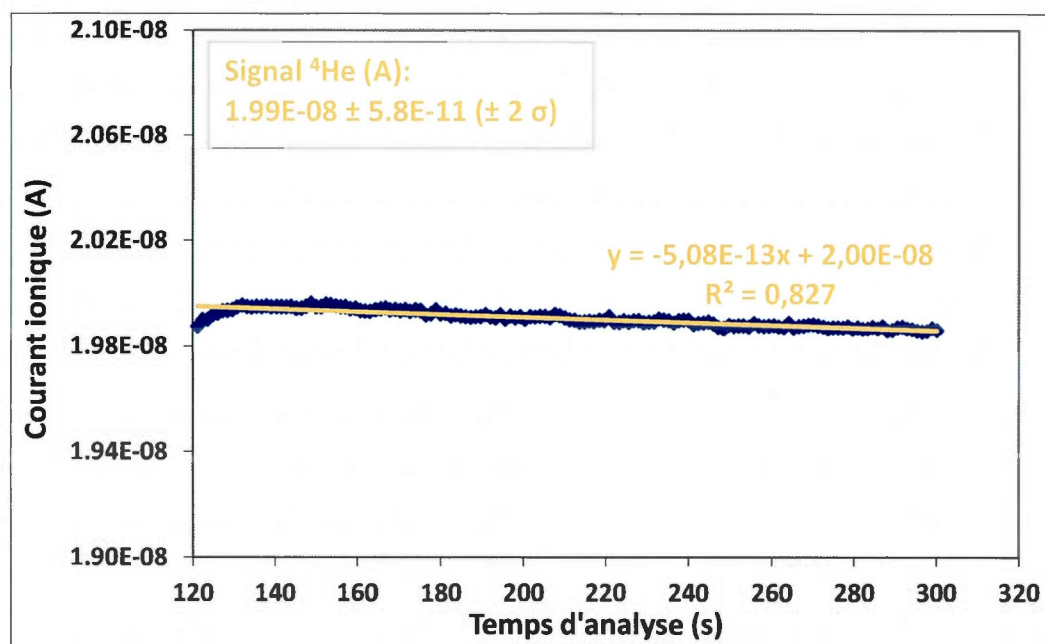
-  $n_{(blk)}$  (mol) correspond à la quantité d'hélium du blanc d'échantillon.

-  $\bar{P}_{ech}$  (g) correspond au poids des échantillons d'apatites.





**Figure 3.13** La variation du courant ionique (A) en fonction de la masse atomique (amu) centrée sur la masse 4 permet de lire le pic d'hélium à l'aide du logiciel QUADSTAR. Plus le pic forme un plateau, plus la résolution est bonne. De plus, la symétrie du pic ainsi que son amplitude sont aussi des facteurs importants pour la qualité du pic d'hélium.



**Figure 3.14** Evolution temporelle du courant lors de l'analyse au spectromètre de masse quadripolaire. Cette analyse isotopique de l'hélium a été réalisée pour une apatite de Durango. La valeur du courant ionique, proportionnelle à la quantité d' $^4\text{He}$ , est donnée par l'ordonnée à l'origine, soit  $2,00 \times 10^{-8}$  A.

### 3.3 Analyse des isotopes pères par spectrométrie de masse

Les analyses isotopiques de l'U, du Th et du Sm par spectrométrie de masse ont été réalisées au CRPG puis à l'université McGill. Les séries d'échantillons Ap 35 2007 1, Ap 38 2007 1 et les apatites de Durango associées (Durango-Ap-30, 31, 32) ont été analysées au CRPG et ont été préparées par méthode de fusion alcaline (Carignan et al., 2001). Cette méthode a été abandonnée suite à différents essais infructueux lors du développement du protocole à l'université McGill. La préparation des échantillons par fusion alcaline sera alors sommairement décrite, puisqu'elle ne concerne qu'une minorité des échantillons d'apatites. La méthode de remplacement pour les analyses au GEOTOP est une variante de la méthode par attaque à l'acide nitrique développée par Reiners et Nicolescu (2006). Compte tenu du développement analytique réalisé dans le cadre de mon projet, la méthode par attaque à l'acide nitrique sera présentée de façon plus détaillée (Reiners et Nicolescu, 2006).

#### 3.3.1 Méthode par fusion alcaline (Carignan et al., 2001)

Après l'analyse de l'He au spectromètre de masse, l'abondance de l' $^{238}\text{U}$ , du  $^{232}\text{Th}$  et du  $^{147}\text{Sm}$  des séries d'échantillons d'apatites (Ap 35 2007 1, Ap 38 2007 1 et les standards Durango-Ap-30, 31, 32) est déterminée à l'aide d'une analyse multiéléments des éléments traces par ICP-MS, au SARM. La méthode de fusion alcaline utilisée est basée sur les procédures d'analyses développées au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) du CNRS par Carignan et al. (2001).

Avant l'application de la méthode de fusion alcaline, les capsules de platine contenant les grains d'apatites (du rift Saint-Laurent et de Durango) sont ouvertes pour mettre en contact les cristaux avec les produits de préparation. La méthode de fusion alcaline consiste à fondre les cristaux d'apatites en présence de 60 mg de métaborate de lithium et 40 mg d'acide orthoborique. L'utilisation de ces deux fondants permet l'abaissement du point de fusion des cristaux d'apatite lors du chauffage des échantillons dans un four à 990°C pendant 1h30. L'opération est conduite dans des creusets en platine qui sont ensuite immergés dans une solution à base d'acide nitrique ( $\text{H}_2\text{O}_2$ , glycérine et  $\text{HNO}_3$ ) durant 12h00. La fusion permet d'homogénéiser les différentes phases et facilite la mise en solution de l'U, du Th et du Sm des divers échantillons lors de l'attaque à l'acide nitrique. Une dilution par 5 ou par 10

avec une solution X7 (2%  $\text{HNO}_3$ ) nécessaire pour l'analyse des éléments traces à l'ICP-MS, est ensuite appliquée aux solutions « creusets ».

Pour chaque série d'analyse, deux blancs de fusion et deux blancs de préparation sont également préparés et ne sont composés que des deux fondants. Le basalte BR est utilisé comme standard interne (Carignan et al., 2001). Les blancs représentent le point bas de la gamme de mesure et sont également utilisés pour soustraire aux concentrations d'U, de Th et de Sm des échantillons le « bruit ». Les standards internes sont des points de contrôle pour la calibration de la machine. Comme pour les analyses isotopiques de l'hélium, le standard de Durango permet également de vérifier si la préparation des échantillons et l'analyse au spectromètre de masse sont correctes.

A la suite de ces dilutions, l'analyse à l'ICP-MS est réalisable. La technique instrumentale d'analyse en ICP-MS est identique à celle employée pour la majorité des analyses qui ont été réalisées au GEOTOP et sera donc abordée dans la partie sur la méthode par attaque à l'acide nitrique (section 3.3.2).

La méthode de fusion alcaline a été réappliquée sans succès dans les laboratoires du département des sciences de la Terre de l'université McGill. En effet, en se basant sur le protocole expérimental de Carignan et al. (2001), la méthode de fusion alcaline a été reproduite avec de légères modifications en fonction du matériel à disposition. Le produit de fusion (la capsule de platine et les fondants) est entre autres automatiquement renversé dans un bécher contenant 50 mL de l' $\text{HNO}_3$  à 1,8 N. Au contact du produit en fusion, le bécher en verre peut éventuellement se briser, causant la perte totale de l'échantillon. De plus, dans la plupart des essais, les capsules de platine restaient collées dans le fond du creuset en platine après la fusion ; la récupération de l'échantillon pour l'attaque acide peut ne pas être complète. Des résultats d'analyses isotopiques de l'U, du Th et du Sm sur des échantillons d'apatite de Durango montrent une dissolution incomplète pour des échantillons encapsulés comparativement à des cristaux libres (tabl. 3.6). Selon le tableau 3.6, les concentrations en U, Th et Sm sont 20 % inférieures à celles obtenues pour des cristaux libres. Enfin, avec d'importants volumes de dilution nécessaires pour l'analyse à l'ICP-MS (tabl. 3.6) et le poids réduit des échantillons d'apatite, la limite de quantification est vraiment trop élevée (~ 2-3 ppm) par rapport aux concentrations connues en U des apatites de Durango (~ 10 ppm) et

l'incertitude obtenue est aussi trop élevée (~ 5-10 %). Le choix de la méthode pour l'analyse des isotopes pères s'est donc reporté sur celle élaborée par Reiners et Nicolescu (2006), qui présente une limite de détection relativement plus basse avec des niveaux de blancs relativement plus bas et meilleurs. La procédure est également plus facile à mettre en place.

**Tableau 3.6**

Résultats d'analyse des isotopes pères à McGill sur ICP-MS par méthode de fusion alcaline. Blc = blanc ; les apatites de Durango encapsulées ont été analysées deux fois. L'apatite de Durango libre (WM) a été fournie par William Minarik. Les concentrations isotopiques en ppm d'U et de Th ne sont pas corrigées des blancs d'analyse.

Echantillons	Th (ppt)	U (ppt)	Facteur de dilution	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U
1° Blc analytique	3,71	0,44	7,51	----	----	----
2° Blc analytique	2,75	0,44	7,52	----	----	----
1° Durango libre	420,08	23,97	770887	323,8	18,5	17,5
2° Durango libre	80,95	4,58	4065158	329,1	18,6	17,7
3° Durango libre	168,42	9,63	1794382	302,2	17,3	17,5
1° Durango libre (WM)	2920,75	122,35	177954	519,8	21,8	23,9
1° Durango encapsulée	227,85	12,98	1097297	250,0	14,2	17,6
2° Durango encapsulée	558,01	31,38	439616	245,3	13,8	17,8
3° Durango encapsulée	133,49	7,61	1948611	260,1	14,8	17,5
1° Durango encapsulée et réanalysée	11,78	1,51	7,51	----	----	----
2° Durango encapsulée et réanalysée	10,56	0,93	7,53	----	----	----
3° Durango encapsulée et réanalysée	1,17	0,69	7,50	----	----	----
moyenne pour cristaux libres :				318,4	18,1	
moyenne pour cristaux encapsulés :				251,8	14,3	
Écart (%) :				20,9	21,2	



### 3.3.2 Méthode par attaque à l'acide nitrique (Reiners et Nicolescu, 2006)

Après l'analyse isotopique de l' $^4\text{He}$  par spectrométrie de masse au GRAM, l'abondance de l' $^{238}\text{U}$ , du  $^{232}\text{Th}$  et du  $^{147}\text{Sm}$  de la plupart des échantillons d'apatites est déterminée par analyse sur un Perkin Elmer Elan 6100 DRCplus ICP-MS, disponible à l'université McGill. La préparation des échantillons d'apatites pour l'analyse est basée sur une méthode par attaque à l'acide nitrique, développée par Reiners et Nicolescu (2006). Cette attaque des échantillons d'apatites conduite en salle blanche est réalisée dans des béchers *Savillex*, en téflon. Ces derniers sont au préalable nettoyés à chaud (à 70°C) durant 2h00 à l'eau régale ( $\frac{1}{3}\text{HNO}_3$  à 15 M avec  $\frac{2}{3}\text{HCl}$  à 6 M) puis à froid durant 10 min à l'acide chlorhydrique et enfin rincés abondamment à l'eau désionisée de résistance 18 M $\Omega$ . Dans un premier temps, les capsules de platine sont ouvertes à l'aide de pinces et transférées dans les béchers *Savillex* propres. Le travail de décapsulation est réalisé sous loupe binoculaire et demande beaucoup de temps, car on risque de perdre des échantillons lors du transfert. Dans chaque bécher contenant les capsules, est introduit 1 mL d'acide nitrique concentré à 70 % à l'aide d'une micropipette propre. La solution d'acide nitrique doit recouvrir au complet chaque feuille de platine pour s'assurer d'une complète dissolution des grains d'apatite (fig 3.15). L'attaque à l'acide est réalisée à chaud : les béchers sont mis sous étuve durant 3h00 à 90°C. Après la dissolution complète des grains d'apatite, une première dilution est directement réalisée dans les béchers *Savillex* (fig. 3.15). L'ajout de 6 mL d'eau ultra-pure à l'aide d'une micropipette à la solution d'acide nitrique permet d'obtenir une solution concentrée à 10 % de  $\text{HNO}_3$ . Une seconde dilution est réalisée dans des tubes à essai où 2 mL de solution d'acide à 10 % sont mélangés à 8 mL d'eau ultra-pure (fig. 3.15). La solution finale comportant les isotopes pères dissous est concentrée à 2 % en acide nitrique, permettant l'analyse à l'ICP-MS sans dommage.

Pour l'analyse des isotopes pères à l'ICP-MS, il est nécessaire de réaliser des blancs pour vérifier la propreté des réactifs, des récipients en téflon et des capsules de platine. Des "blancs de réactifs", composés de  $\text{HNO}_3$  et d'eau doublement distillée, sont ainsi préparés de façon identique à celle des échantillons d'apatite et permettent de vérifier la propreté des béchers *Savillex* et des réactifs. Des "blancs de capsules" où, dans les récipients en téflon, des capsules de Pt subissent la même attaque à l'acide nitrique avec une dilution à l'eau

doublément distillée sont également préparés pour vérifier la propreté des capsules de platine, des réactifs et des récipients en téflon.



**Figure 3.15** (A) Matériels nécessaires à l'attaque à l'acide nitrique : les *Savillex* où est réalisée la dissolution des échantillons et la 1<sup>ère</sup> dilution ; la micropipette pour le prélèvement de l'acide et de l'eau doublément distillée ; les tubes à essai utilisés pour la 2<sup>ème</sup> dilution. (B) Zoom sur un *Savillex* et son contenu, une capsule de platine immergée dans une solution acide. (photographies prises en salle blanche, dans les laboratoires du GEOTOP).

A la suite de ces dilutions, l'analyse à l'ICP-MS est réalisable. La technique instrumentale d'analyse en ICP-MS est identique à celle du SARM. Elle repose sur le couplage d'une torche à plasma générant des ions et d'un spectromètre de masse quadripolaire qui sépare ces ions en fonction de leur rapport masse/charge ( $m/z$ ). L'échantillon, transformé en un aérosol, est envoyé dans une torche à plasma à très haute température (entre 6000 et 10 000°C) pour volatiliser, briser les molécules et finalement ioniser les éléments chimiques. Les ions du plasma sont accélérés grâce à une différence de potentiel dans un système de vide différentiel et sont focalisés à l'aide d'un ensemble de lentilles électrostatiques. Un filtre de masse quadripolaire permet de sélectionner en fonction du rapport  $m/z$  les ions désirés, qui seront ensuite transmis au détecteur (fig. 3.11). La détection s'effectue grâce à un multiplicateur d'électrons à dynodes discrètes qui amplifie le signal par transformation d'ions en de multiples électrons. Le signal se traduit en nombre d'impulsions (nombre de coups) et une interface informatique assure le transfert des données afin qu'elles soient traitées. Pour un isotope donné, le nombre d'ions mesurés permet de calculer directement la concentration de l'élément analysé grâce à un logiciel de traitement

quantitatif et qualitatif de l'enregistrement. Les nombres de coups sont convertis en concentration grâce à la calibration externe et interne.

### 3.4 Précision et exactitude des âges et minéraux standards

La précision des mesures pour la datation (U-Th-Sm)/He est généralement basée sur la reproductibilité de standards internes de gaz pur et de solutions standards aqueuses, tandis que l'incertitude globale appliquée aux âges (U-Th-Sm)/He est basée sur la reproductibilité des âges du standard de Durango (Farley, 2002 ; Farley et Stockli, 2002 ; Reiners et Nicolescu, 2006 ; Pik et al., 2003 et McDowell et al., 2005).

#### 3.4.1 Précision et exactitude des mesures isotopiques d'hélium

Lors de la mesure de la concentration en hélium au CRPG, l'erreur sur la mesure est d'environ 1 % et est basée sur la reproductibilité du standard interne (R. Pik, communication personnelle). Lors des mesures de l'hélium au GRAM, on rappelle que le signal du standard interne d'hélium pur n'est pas reproductible à cause de la dégradation du filament du spectromètre de masse (fig. 3.12). La précision des mesures de l'hélium est donc basée sur l'incertitude des volumes de dilution et sur l'incertitude sur la mesure de la pression lors de la création du standard d'hélium pur. On obtient ainsi une précision expérimentale inférieure à 0,1 %, tandis que la précision sur l'estimation des volumes est de 1 %, et celle sur la mesure de la pression par la jauge Baratron ne reste pas connue. La précision pour la mesure de l'hélium est donc typiquement de 1 %, étant donné que l'erreur analytique est bien inférieure à celle sur la mesure des volumes de dilution.

L'exactitude des mesures est aussi importante que la précision pour une question de fiabilité des résultats. La plus grande difficulté lors des différentes phases d'analyses de la méthode de datation est dans l'obtention de mesure d'He exacte puisqu'elle exige une connaissance précise et juste du volume de la pipette du standard interne et de la pression partielle de l'hélium dans le réservoir du standard (Farley, 2002). L'exactitude des mesures d' $^4\text{He}$  est donc également basée sur l'incertitude liée à la mesure des volumes de dilution qui est de 1 % et sur l'incertitude liée à la mesure de la pression par la jauge Baratron lors de la création du standard d'hélium pur, qui reste inconnue. L'exactitude de la mesure de l'He



calibrée de cette façon est probablement de 1 %, et est comparable à celle établie par Farley (2002), dans les laboratoires à Caltech.

### 3.4.2 Précision et exactitude des mesures isotopiques des isotopes pères

Lors des mesures des isotopes pères par ICP-MS au CRPG, la précision et l'exactitude des mesures d'U, de Th et de Sm sont basées sur la reproductibilité du matériel de référence (le basalte BR) qui est typiquement de 4 à 5 %, valeur proche de celles obtenues par Pik et al. (2003). La limite de détection des analyses multiélément des éléments traces à l'ICP-MS au SARM est de 0,05 ppm pour l'U et le Th et de 0,015 ppm pour le Sm.

Lors des mesures des isotopes pères par ICP-MS à l'université McGill, une solution aqueuse à base d'acide nitrique dilué et de rhénium a été utilisée comme standard interne et a permis la calibration des mesures d'U, de Th et de Sm des échantillons d'apatites. La précision obtenue sur la reproductibilité du standard interne est de 1,8 % ( $1\sigma$ ) et représente uniquement l'erreur sur les mesures instrumentales. Cette incertitude ne correspond donc pas à l'erreur totale ; il faut tenir compte également de la propagation de l'erreur liée à la pesée, à la dissolution et à la dilution des échantillons. Le calcul de l'incertitude totale devrait plutôt être basé sur la reproductibilité des mesures de l'U, du Th et du Sm d'un matériel de référence homogène et préparé de façon identique à celle des échantillons d'apatites avant l'analyse à l'ICP-MS. On se base donc sur la reproductibilité des teneurs en U, et Th du standard de Durango. Les concentrations en Th et en U ont un écart-type d'environ 9 % (section 4.1.2), soit une valeur environ 4,5 fois plus importante que la précision instrumentale. On remarque que la précision des mesures établie à partir de la reproductibilité du standard de Durango est médiocre et est certainement liée au fait que ce minéral standard n'est pas homogène. Boyce et Hodges (2005) ont en effet décelé une hétérogénéité des teneurs en U et en Th dans des cristaux d'apatite de Durango sur une échelle du micromètre. On peut donc s'attendre à des variations des concentrations en U et en Th entre grains en fonction du type de zonation présent qui peut être à l'origine soit d'un enrichissement, soit d'un appauvrissement en isotopes pères. La précision des mesures basée sur la reproductibilité des teneurs en U et en Th semble surestimée et ne semble donc pas être appropriée puisqu'elle tient compte de facteurs indépendants aux mesures. La solution



proposée pour estimer la précision des mesures des isotopes pères est basée sur la reproductibilité du ratio Th/U des échantillons d'apatites de Durango, présumé constant d'un échantillon à un autre (section 4.1.2). On obtient ainsi une précision des mesures d'U, de Th et de Sm de 5 % qui comprend toutes les marges d'erreurs analytiques et instrumentales.

On rappelle que l'exactitude des âges est aussi importante que la précision. A la différence de l'acquisition des teneurs en hélium, l'obtention des abondances exactes en U et en Th est généralement une procédure de routine (Farley, 2002). L'exactitude des abondances en U et en Th des solutions standards d'ICP-MS retrouvées dans le commerce est garantie systématiquement avec une exactitude de l'ordre de 1‰ (Farley, 2002).

On obtient donc finalement une précision analytique globale de 5 % qui comprend la précision sur les mesures de l'hélium et la précision sur les mesures des isotopes pères de 5 %. Cette précision est supérieure à celle généralement obtenue dans les diverses études thermochronologiques (de l'ordre de 1-3 % ( $2\sigma$ ) ; Reiners et Nicolescu, 2006 ; Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2002 et McDowell et al., 2005) mais reste du même ordre de grandeur.

### 3.4.3 L'apatite de Durango, un minéral standard courant

La méthode de datation (U-Th-Sm)/He est une technique qui se base sur la mesure d'abondance absolue plutôt que de se référencer à des minéraux standards datés indépendamment comme pour les méthodes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et traces de fission sur apatite. Il est cependant nécessaire d'avoir des minéraux standards pour vérifier à la fois la calibration analytique et le degré dans lequel le système agit avec exactitude comme un chronomètre. Malheureusement, les standards appropriés ne sont pas faciles à identifier pour des systèmes de basse température comme la méthode (U-Th-Sm)/He. Il n'existe actuellement aucun consensus quant aux minéraux les plus appropriés. Il n'y a qu'un petit nombre de standards pour la datation (U-Th-Sm)/He : l'apatite de Durango provenant du Mexique ( $31 \pm 2,0$  Ma ( $2\sigma$ ) ; McDowell et al., 2005) et le téphra Lim-T3 provenant d'Allemagne ( $17 \pm 1,0$  Ma ( $2\sigma$ ) ; Kraml, 2006). Dans le cadre de cette étude, l'apatite de Durango a été choisie comme minéral standard. Ce minéral, considéré comme le standard le plus commun, est facile à obtenir et a été largement étudié depuis les débuts de la méthode (Zeitler et al., 1987 ; Jonckheere et al., 1993 ; Wolf et al., 1996 ; Warnock et al., 1997 ; Farley, 2000 et McDowell et al., 2005).

L'apatite de Durango provient de la Sierra Madre occidentale au Mexique. Elle est collectée au « Cerro de Mercado » (colline de fer), dans le plus grand gisement de fer du pays exploité en mine à ciel ouvert (Jonckheere et al., 1993). Décrite par Young (1969), on la retrouve dans des cavités de remplissage ou des fractures ouvertes dans la portion inférieure du gisement (McDowell et al., 2005). L'apatite de Durango et le gisement de fer se sont formés en même temps que la mise en place de petites intrusions felsiques le long de la marge sud du complexe de la caldeira de Chupaderos (McDowell et al., 2005).

L'apatite de Durango est une fluoroapatite qui se présente généralement sous la forme de cristaux prismatiques hexagonaux jaunes translucides dont la taille varie de quelques millimètres à quelques centimètres (Jonckheere et al., 1993). Elle présente de fortes teneurs atypiques en isotopes pères : ~160 ppm de Th et ~9 ppm d'U et, considérant son âge relativement jeune, elle montre des concentrations en hélium relativement importante, 8,7 nmol/g (Farley, 2000). McDowell et al. (2005) ont également établi un rapport U/Th de  $0.054 \pm 0.003$  ( $1\sigma$ ) et un rapport Sm/Th de  $0.84 \pm 0.12$  ( $1\sigma$ ), valeurs en accord avec les données de Young et al. (1969). On note cependant que les cristaux d'apatite de Durango sont très larges et que l'effet provoqué par l'éjection des particules  $\alpha$  peut être exclu de l'analyse. L'apatite de Durango est probablement un standard approprié pour la détermination d'âges AHe, bien que sa taille et sa chimie la rendent atypique de la plupart des autres apatites à dater.

Une série de datation (U-Th-Sm)/He sur vingt-quatre échantillons d'apatite de Durango a été réalisée par McDowell et al. (2005) et livre un âge moyen de  $31 \pm 2,0$  Ma ( $2\sigma$ ). Ces âges sont en accord avec les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur sanidine obtenus pour les unités voisines d'ignimbrites ( $31 \pm 0,18$  Ma ( $2\sigma$ )). Les données de Farley (2000) sont concordantes et aboutissent à un âge légèrement plus ancien de  $32 \text{ Ma} \pm 2 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ) déterminé sur une trentaine d'échantillons, alors que Warnock et al. (1997) ont obtenu un âge légèrement plus jeune ( $28 \text{ Ma} \pm 3,0 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ )).

Dans le cadre de cette étude, un morceau d'apatite de Durango a été associé à chaque échantillon d'apatite du rift Saint-Laurent afin de vérifier la calibration du procédé expérimental mis en place (tabl. 3.4). La reproductibilité des âges AHe de ce standard permet généralement de calculer l'incertitude sur les âges (U-Th-Sm)/He des échantillons d'apatites. L'erreur globale ( $2\sigma$ ) basée sur la reproductibilité de l'apatite de Durango approche rarement

la précision analytique (Reiners et Nicolescu, 2006 ; Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2002 et McDowell et al., 2005). Dans le cadre de cette étude, la précision analytique des mesures de l'hélium et des isotopes pères est de 5 % tandis que l'incertitude sur les âges (U-Th-Sm)/He basée sur la reproductibilité du standard de Durango est de 15 % ( $2\sigma$ ) (tabl. 4.5). Cette erreur globale est relativement élevée comparativement à l'incertitude habituellement appliquée dans les études thermochronologiques. Généralement, la précision qui est basée sur la reproductibilité des analyses de l'apatite de Durango est d'environ 6 % ( $2\sigma$ ) (Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2002 ; Reiners et Nicolescu, 2006 ; Pik et al., 2003 et McDowell et al., 2005).

### 3.5 Méthode de modélisation des données thermochronologiques

Dans le cadre de cette étude, étant donné la discontinuité des âges AFT mesurés de part et d'autre des failles du rift Saint-Laurent (Tremblay et al., 2013), le refroidissement des roches est probablement non monotone. La modélisation directe est la seule manière d'élargir l'utilisation de la méthode (U-Th-Sm)/He à des systèmes géologiques dont le taux de refroidissement n'est pas nécessairement constant (section 2.4). Un modèle direct a été développé pour contraindre le chemin temps-température des échantillons des roches grenvilliennes et donner un sens géologique aux âges apparents (Wolf et al., 1998 ; section 2.4).

Pour limiter le nombre d'histoires thermiques associés aux âges AHe apparents, on a choisi de combiner pour un même échantillon les deux thermochronomètres de basses températures, traces de fission et (U-Th-Sm)/He sur apatite. Le faible rejet apparent des failles du rift Saint-Laurent (section 1.2.1) laisse peu de possibilités pour créer un profil âge-altitude, méthode courante utilisée pour mieux contraindre l'histoire thermique des roches.

Les deux transects situés à la Chute Montmorency et à Sault-au-Cochon (fig. 1.1 et tabl. 3.1), qui recoupent respectivement la faille Montmorency et Saint-Laurent ont été sélectionnés pour la réalisation de la modélisation. Les données thermochronologiques (AFT et AHe) choisies proviennent des séries d'échantillons suivantes : Ap 55 2007 2 et Ap 54 2007 2, prélevés respectivement dans le toit et le mur de la faille Montmorency ; et Ap 35 2007 3 et Ap 36 2007 2, prélevés respectivement dans le toit et le mur de la faille Saint-

Laurent. On utilise le programme HeFTy version 1.6.7 élaboré par Ketcham (2009) qui permet de coupler les données AFT et (U-Th-Sm)/He dans une inversion temps-température. Les données nécessaires pour chaque série d'échantillons sont l'âge (U-Th-Sm)/He, la concentration et la distribution en isotopes pères dans le cristal et les longueurs de traces de fission confinées associées à l'âge AFT.

### 3.5.1 Modélisation directe

Cette première phase de la modélisation permet de prédire certaines données thermochronologiques, notamment la vitesse d'effacement des traces de fission et de diffusion de l'hélium dans l'apatite.

Pour cela, on s'est basé sur les paramètres de modélisation et la calibration adoptés par Tremblay et al. (2013) pour les données AFT. Etant donné que la modélisation des données AFT des échantillons du rift Saint-Laurent est détaillée dans l'étude de Tremblay et al. (2013), les paramètres et modèles cinétiques adoptés sont mentionnés brièvement. La distribution des longueurs de traces confinées associée à l'âge AFT pour un échantillon donné permet la reconstitution de son histoire thermique en dessous de sa température de fermeture. Tremblay et al. (2013) ont ainsi déterminé pour chaque échantillon, les âges AFT d'une vingtaine de grains d'apatite, dont une centaine de longueurs de traces confinées ont été mesurées. La calibration employée par Tremblay et al. (2013) pour caractériser le recuit des traces de fission en fonction du temps et de la température est basée sur les modèles multicinétiques de Ketcham et al. (2007a ; 2007b). Ils permettent la prédiction de trajets temps-température comme un système multicinétique, i.e. en tenant compte des différentes populations d'apatites qui présentent chacune des comportements cinétiques de recuit distincts. La mesure des teneurs en chlore est le paramètre cinétique sélectionné par Tremblay et al. (2013), permettant ainsi d'obtenir une estimation des effets de la composition chimique sur la variation des longueurs de traces. La concentration en chlore des échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent a été établie par analyse en microsonde électronique qui révèle une seule et unique population cinétique d'apatite (Tremblay et al., 2013). Pour les apatites, l'anisotropie cristallographique joue aussi un rôle important dans la cinétique de recuit des traces de fission (Ketcham et al., 2007b). Les modèles de recuit des traces de



fission utilisés dans le programme HeFTy (Ketcham et al., 2007a ; 2007b) emploie la méthode de projection d'axe c pour corriger l'influence de l'anisotropie de l'apatite sur la longueur des traces.

Pour la calibration du modèle théorique de diffusion de l'hélium, on a suivi les travaux de Shuster et al. (2006) pour lesquels les dommages de radiation sont pris en considération et provoquent un ralentissement de la diffusion de l'hélium au sein des cristaux d'apatite (section 2.2.2, fig. 2.6). Ils décrivent la diffusion chimique de l'hélium dans un cristal d'apatite selon l'équation (2.5), où les énergies d'activation  $E_a$  et  $E_t$  sont respectivement égales à 28,68 et 6,93 kcal/mol, le facteur de fréquence  $D_0/a^2$  est égal à  $15\,800\text{ sec}^{-1}$  et  $\Psi$ , équivalent à  $(k_0 \cdot \eta)$ , vaut  $1,26 \times 10^{-4}\text{ g/nmol}$ . Ce modèle a été affiné avec le modèle RDAAM de Flowers et al. (2009) qui ne fait pas l'unanimité dans la communauté scientifique (Flowers et al., 2009 ; Ketcham, 2009 ; Gautheron, 2009). On a donc reporté notre choix sur les travaux de Shuster et al. (2006) pour la calibration de la vitesse de diffusion de l'hélium à travers l'apatite.

L'algorithme implanté dans le programme HeFTy est une méthode de différence finie dite méthode de Crank-Nicholson (Ketcham, 2005 ; 2009). Elle permet de décrire la diffusion couplée à la production de l'hélium dans des systèmes qui peuvent être réduits mathématiquement à une dimension. C'est le cas lorsque le grain d'apatite est considéré comme une sphère, un plan infini ou un cylindre infini (Dunai, 2005). Ketcham (2005 ; 2009) a adopté une forme sphérique pour la morphologie du grain et incorpore l'effet de la distance d'arrêt de 20  $\mu\text{m}$  nécessaire lors de l'émission des particules  $\alpha$  dans la méthode de calcul pour résoudre l'équation de diffusion chimique de l'hélium lors de la modélisation directe.

Rappelons que le profil de diffusion de l'hélium est reconstitué pour des grains d'apatite considérés comme sphériques, avec un rapport S/V identique au cylindre fini, une morphologie représentative des cristaux d'apatite analysés. Le rayon des sphères de modélisation est donné pour chaque série d'échantillon dans le tableau 3.2, il varie entre 35,2  $\mu\text{m}$  et 143,8  $\mu\text{m}$ . Les séries Ap 55 2007 2, Ap 54 2007 2, Ap 35 2007 3 et Ap 36 2007 2 présentent respectivement un rayon moyen de 67,3  $\mu\text{m}$ , 63,0  $\mu\text{m}$ , 52,9  $\mu\text{m}$  et 69,8  $\mu\text{m}$  (tabl. 3.2).

Différents modèles proposés par Farley (1996) et Ketcham et al. (2011) sont accessibles dans le programme HeFTy et permettent d'appliquer une correction  $F_T$  aux âges AHe. Cependant, le modèle classique élaboré par Farley (1996) ne traite pas de manière simultanée l'effet de l'émission des particules  $\alpha$  et la diffusion chimique de l'hélium, comparativement au récent modèle de Ketcham et al. (2011). La méthode de Ketcham et al. (2011) a donc été adoptée pour la correction de l'émission des particules  $\alpha$  sur les âges (U-Th-Sm)/He et sur la diffusion de l'hélium. La distribution de l'U et du Th n'a pu être mise en évidence dans les échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent. La distribution de l'U et du Th est considérée comme homogène ; aucune zonation concentrique des isotopes pères n'est prise en compte dans l'algorithme de modélisation. A partir des concentrations en U, Th, Sm mesurées, un âge (U-Th-Sm)/He est donc prédit en fonction des paramètres de modélisation énumérés précédemment.

A partir des paramètres de calibration et des modèles cinétiques sélectionnés, l'expérimentateur crée un chemin temps-température (t-T) pour chaque échantillon où les données modélisées doivent se rapprocher au mieux des données mesurées (âges AHe, âges AFT et distribution des longueurs des traces de fission), tout en gardant une cohérence dans l'interprétation géologique. Les histoires thermiques modélisées sont ensuite optimisées en utilisant un test Goodness-of-fit (GOF) qui compare les âges AFT et AHe mesurés avec ceux prédits par le modèle et un test Kolmogorov-Smirnov (K-S) qui compare la distribution des longueurs de traces de fission mesurées avec celle prédite par le modèle (Ketcham, 2005). Les résultats de la modélisation directe ainsi que les résultats des tests GOF et K-S sont présentés en détail dans le chapitre suivant.

### 3.5.2 Modélisation inverse

Suite à l'étape initiale de modélisation directe, on peut ensuite appliquer une inversion. Le problème inverse permet d'effectuer un test statistique pour comparer les résultats des modèles avec les données mesurées, notamment les âges AFT et AHe ainsi que la distribution des longueurs des traces. L'inversion permet ensuite de déterminer un modèle thermochronologique idéal, avec des valeurs GOF optimisées (Ketcham, 2005). Le

programme HeFTy utilise la technique de Monte Carlo (section 2.6.2) où, pour chaque échantillon, on a choisi de calculer 10 000 trajets temps-température lors de la simulation.

Le chemin t-T, précédemment établi par modélisation directe, est utilisé pour définir les contraintes lors de la modélisation inverse. Les contraintes accessibles dans le programme HeFTy sont sous la forme de boîtes qui délimitent un espace temps-température où les histoires thermiques sont forcées de passer (fig. 2.16a et b). Ces contraintes, connectées par des segments, sont définies selon les conditions suivantes (fig. 2.16a et b). La première contrainte t-T appliquée lors de la modélisation est la création d'une boîte avec une température minimum supérieure à la température de recuit total des traces de fission ( $\sim 110^{\circ}\text{C}$ ). Les histoires thermiques modélisées doivent en effet débiter à des températures suffisamment élevées pour s'assurer d'un total recuit des traces de fission et d'une perte totale d'hélium par diffusion (Ketcham, 2005). La plage de temps de cette contrainte initiale doit être plus ancienne que les âges AFT pour tenir compte également du phénomène de réduction des âges entraîné par le recuit partiel des traces. Une contrainte finale doit également être appliquée et correspond à la température à laquelle l'échantillon a été collecté, soit une température de surface estimée à  $20^{\circ}\text{C}$ . Une contrainte intermédiaire a également été adoptée en se basant sur le chemin t-T réalisé lors de la modélisation directe. La contrainte se situe généralement au niveau du changement de régime dans l'exhumation des roches, illustré par une rupture de pente. Ce changement a déjà été illustré dans les modélisations directe et inverse des données AFT (Tremblay et al., 2013, fig. 1.11). On reviendra sur son interprétation géologique dans le chapitre V. Dans la mesure où le but de la modélisation est de déterminer une série d'histoire thermique en accord statistiquement, il est préférable de relier les boîtes de contraintes de façon le plus simple possible, avec des segments rectilignes, permettant ainsi d'avoir le plus de liberté possible (Ketcham, 2005). Le programme HeFTy permet néanmoins d'imposer une certaine complexité sur les segments des chemins t-T qui sont définis en fonction des interprétations géologiques proposées (Ketcham, 2005). Selon Tremblay et al. (2013), un premier épisode de refroidissement entre 220 et 180 Ma et un second épisode de refroidissement entre 170 et 150 Ma semblent être liés à la réactivation des failles du rift Saint-Laurent qui affectent indépendamment le mur et le toit des structures. On a donc choisi pour ces périodes d'exhumation, des segments de type 2E, correspondant à une période dominée par des mouvements de failles. A la suite de ces épisodes de

refroidissement, l'exhumation des roches est probablement provoquée par des phénomènes d'érosion. On a donc choisi pour cette période d'accalmie, des segments de type 2G, correspondant à une phase dominée par des mouvements graduels, liés notamment à l'érosion.

A la suite de la création des contraintes, la simulation Monte Carlo peut être lancée pour modéliser les chemins t-T par inversion des données. Pour chaque modélisation, une gamme de solutions dites "bonnes" et "acceptables" ont été calculées. Elles correspondent respectivement à des enveloppes de confiance de  $1\sigma$  ( $GOF \geq 0,5$  ; section 2.6.2, fig. 2.16b) et de  $2\sigma$  ( $GOF \geq 0,05$  ; section 2.6.2, fig. 2.16b). Les résultats de la modélisation inverse ainsi que les résultats des tests GOF et K-S sont présentés en détail dans le chapitre suivant.

### 3.6 Conclusion

La détermination des concentrations de l'hélium et des isotopes pères des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent a nécessité la mise en place d'un laboratoire de datation (U-Th-Sm)/He au sein du GRAM. La procédure expérimentale se déroule donc en 3 étapes : (1) la sélection des grains d'apatite sous loupe binoculaire puis sous microscope, (2) l'analyse par spectrométrie de masse des concentrations de l'hélium (3) l'analyse par spectrométrie de masse des isotopes pères par ICP-MS. On aboutit finalement à l'obtention de 14 séries d'échantillons qui contiennent chacune une dizaine de grains d'apatite et représentent chacune un âge AHe. Chaque échantillon a donc été daté deux (Ap 36 2007, Ap 38 2007, Ap 54 2007 et Ap 55 2007) à trois fois (Ap 35 2007 et Ap 37 2007) pour une question de reproductibilité. De plus, associés à chacun des échantillons d'apatite du rift, des morceaux du standard d'apatite de Durango ont été datés. On aboutit donc à l'obtention de 9 âges sur l'apatite de Durango dont la reproductibilité permet de calculer l'incertitude globale de 15 % ( $2\sigma$ ). Les résultats des analyses des isotopes pères et fils et les âges AHe seront décrits dans le chapitre suivant.

L'aboutissement de la datation (U-Th-Sm)/He sur apatite correspond à une phase de modélisation. On a choisi le programme HeFTy version 1.6.7 élaboré par Ketcham (2009) qui est un logiciel de modélisation combinant les données AFT et (U-Th-Sm)/He. Lors de la modélisation directe, différents modèles cinétiques permettent de prédire la vitesse



d'effacement des traces de fission et de diffusion de l'hélium dans l'apatite. Pour le système (U-Th-Sm)/He sur apatite, le modèle cinétique choisi est celui de Schuster et al. (2006) tandis que le modèle cinétique choisi pour le système AFT est celui élaboré par Ketcham (2007a, 2007b). A partir du chemin t-T modélisé et avec la création de contraintes, on peut ensuite appliquer une inversion des données thermochronologiques. Les résultats de la modélisation directe avec les 4 chemins t-T modélisés ainsi que les 4 modèles d'inversion sont présentés dans le chapitre suivant.

## CHAPITRE IV

### RÉSULTATS

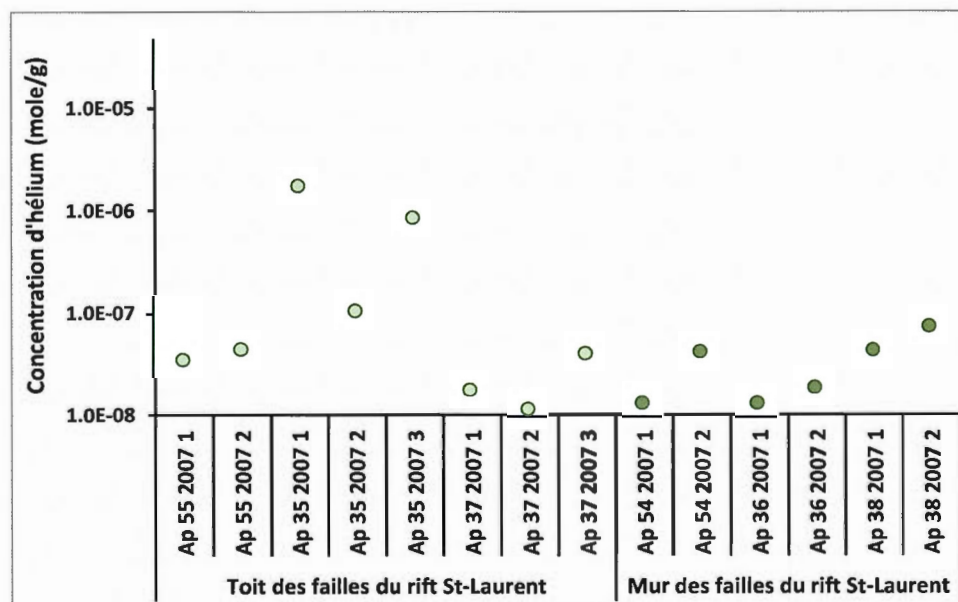
Dans un premier temps, on résumera les résultats d'analyses de concentration de l'hélium et de ses isotopes pères (U, Th et Sm) des échantillons d'apatite provenant du rift Saint-Laurent et du standard de comparaison utilisé (l'apatite de Durango). Plus précisément, on abordera la question de la contribution du Sm pour les différents échantillons d'apatite. Les âges (U-Th-Sm)/He seront ensuite calculés selon une solution non-itérative établie par Meesters et Dunai (2005) à partir des concentrations en  $^4\text{He}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  et  $^{147}\text{Sm}$  présentées auparavant. On terminera par la reconstitution de l'histoire thermique d'échantillons du rift Saint-Laurent à travers une modélisation directe et une inversion exécutées à partir du programme HeFTy v.1.6.7 (Ketcham, 2009 ; 2005). Les données (U-Th-Sm)/He seront couplées avec les données AFT (Tremblay et al., 2013) pour contraindre les chemins temps-température (t-T) modélisés.

#### 4.1 Concentrations de l'hélium et des isotopes pères

##### 4.1.1 L'hélium

Les échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent présentent généralement des concentrations en hélium de l'ordre de  $10^{-8}$  mol/g (tabl. 4.1, fig. 4.1). La teneur de la majorité des échantillons du toit des failles du rift varie ainsi entre  $1,18 \times 10^{-8}$  et  $10,8 \times 10^{-8}$  mol/g, à l'exception des séries Ap 35 2007 3 et 1, situées dans le mur de la faille Saint-Laurent, qui livrent des valeurs en hélium de 20 à 40 fois plus élevées (jusqu'à  $1,82 \times 10^{-6}$  mol/g ; tabl. 4.1, fig. 4.1). La teneur des échantillons du mur des failles du rift varie entre  $1,36 \times 10^{-8}$  et  $7,83 \times 10^{-8}$  mol/g (tabl. 4.1, fig. 4.1). D'après la figure 4.1, on ne distingue pas une différence notable

entre l'abondance de l'hélium des échantillons du mur et celle des échantillons du toit. Les différentes valeurs d'hélium des répliques pour un même échantillon sont dispersées, mais demeurent du même ordre de grandeur ; elles peuvent ainsi doubler, voire tripler, entre séries d'un même échantillon et peuvent même être multipliées par  $\sim 17$  dans le cas de l'échantillon Ap 35 2007 (tabl. 4.1, fig. 4.1). Les détails de la concentration en hélium de chaque série d'échantillons sont donnés dans le tableau 4.1.



**Figure 4.1** Teneurs en hélium des séries d'échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent obtenues dans le toit et le mur des failles Montmorency et Saint-Laurent, le long des trois transects. L'incertitude de 1% a été reportée mais n'est pas visible à l'échelle de ce diagramme.

Les échantillons du standard (l'apatite de Durango) présentent deux concentrations, spécifiques au laboratoire d'analyses (tabl. 4.2, fig. 4.2). La concentration moyenne en hélium déterminée au CRPG est de  $2,34 \times 10^{-8}$  mol/g alors que celle déterminée au GEOTOP est deux fois moins importante :  $1,14 \times 10^{-8}$  mol/g. Ceci est tout à fait normal puisque chaque laboratoire utilise des apatites de Durango provenant de l'une des nombreuses zones d'exploitation de la région de Durango, aucune localité-type n'est encore clairement définie pour ce standard (section 3.4.3). On remarque également une faible variabilité des valeurs entre chaque échantillon du standard, l'écart est de seulement 5 % quelque soit le laboratoire

d'analyses. Les détails de la concentration en hélium de chaque échantillon d'apatite sont donnés dans le tableau 4.2.

La concentration moyenne des blancs pour l'analyse de l'hélium dans les deux laboratoires est très faible par rapport à celle des échantillons d'apatite. Les niveaux de blancs typiques d'un échantillon sont généralement de trois ordres de grandeur inférieurs à celui des échantillons, soit de l'ordre du femtomole ( $10^{-15}$  mol ; tabl. 4.1 et 4.2).

**Tableau 4.1**

Concentrations isotopiques en hélium des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent.  $n_{\text{He}}^4$  (réelle) représente le nombre de moles d'hélium par gramme d'échantillon d'apatite et corrigé du facteur de correction ( $fC_{1-2}$ ) et du blanc d'analyse associé.

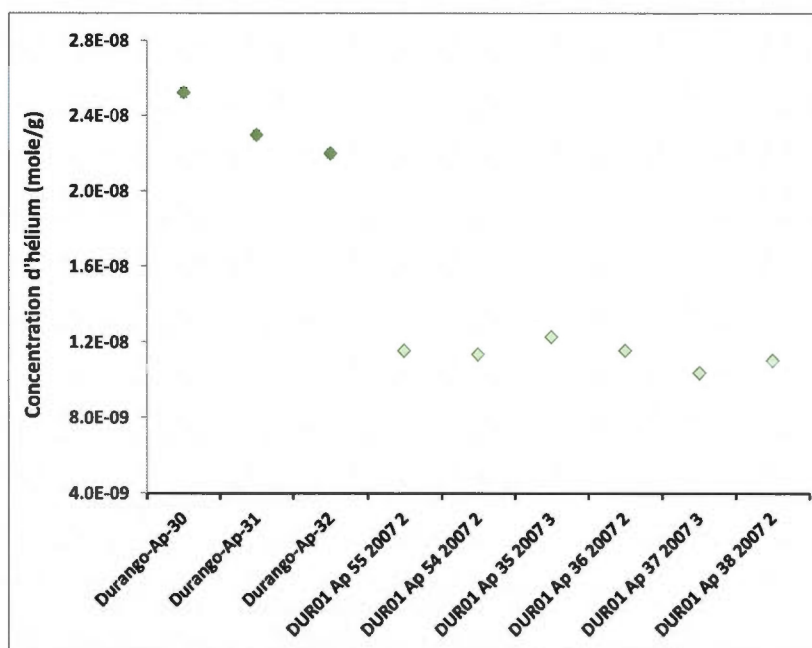
Transect	Séries d'échant. d'apatites	Blanc d'analyse (mol)	$n_{\text{He}}^4$ (réelle) (mol/g)
Toit des failles du rift Saint-Laurent			
chute Montmorency	Ap 55 2007 1	$9,92 \times 10^{-16}$	$3,60 \times 10^{-08}$
	Ap 55 2007 2	$2,25 \times 10^{-15}$	$4,52 \times 10^{-08}$
Sault-au-Cochon	Ap 35 2007 1	$1,73 \times 10^{-15}$	$1,82 \times 10^{-06}$
	Ap 35 2007 2	$1,47 \times 10^{-15}$	$1,08 \times 10^{-07}$
	Ap 35 2007 3	$5,61 \times 10^{-16}$	$8,80 \times 10^{-07}$
Cap-aux-Oies	Ap 37 2007 1	$7,54 \times 10^{-16}$	$1,83 \times 10^{-08}$
	Ap 37 2007 2	$1,25 \times 10^{-14}$	$1,18 \times 10^{-08}$
	Ap 37 2007 3	$8,05 \times 10^{-16}$	$4,13 \times 10^{-08}$
Mur des failles du rift Saint-Laurent			
chute Montmorency	Ap 54 2007 1	$7,74 \times 10^{-16}$	$1,36 \times 10^{-08}$
	Ap 54 2007 2	$8,88 \times 10^{-16}$	$4,34 \times 10^{-08}$
Sault-au-Cochon	Ap 36 2007 1	$1,15 \times 10^{-15}$	$1,37 \times 10^{-08}$
	Ap 36 2007 2	$1,35 \times 10^{-15}$	$1,95 \times 10^{-08}$
Cap-aux-Oies	Ap 38 2007 1	$1,73 \times 10^{-15}$	$4,56 \times 10^{-08}$
	Ap 38 2007 2	$7,73 \times 10^{-16}$	$7,83 \times 10^{-08}$



**Tableau 4.2**

Concentrations isotopiques en hélium des échantillons du standard Durango.  $n_{\text{He réelle}}^4$  représente le nombre de moles d'hélium par gramme d'échantillon d'apatite et corrigé du facteur de correction ( $fC_{1-2}$ ) et du blanc d'analyse associé.

Apatites de Durango	Séries d'échantillons associées	Blanc d'analyse associé (mol)	$n_{\text{He réelle}}^4$ (mol/g)
Analyses réalisées au CRPG			
Durango-Ap-30	Ap 35 et 38 2007 1	$8,30 \times 10^{-16}$	$2,52 \times 10^{-08}$
Durango-Ap-31	Ap 35 et 38 2007 1	$8,30 \times 10^{-16}$	$2,30 \times 10^{-08}$
Durango-Ap-32	Ap 35 et 38 2007 1	$8,30 \times 10^{-16}$	$2,20 \times 10^{-08}$
Analyses réalisées au GEOTOP			
DUR01 Ap 55 2007 2	Ap 55 2007 2	$2,25 \times 10^{-15}$	$1,16 \times 10^{-08}$
DUR01 Ap 54 2007 2	Ap 54 2007 2	$3,72 \times 10^{-15}$	$1,13 \times 10^{-08}$
DUR01 Ap 35 2007 3	Ap 35 2007 3	$6,84 \times 10^{-16}$	$1,23 \times 10^{-08}$
DUR01 Ap 36 2007 2	Ap 36 2007 2	$6,13 \times 10^{-16}$	$1,15 \times 10^{-08}$
DUR01 Ap 37 2007 3	Ap 37 2007 3	$2,00 \times 10^{-15}$	$1,04 \times 10^{-08}$
DUR01 Ap 38 2007 2	Ap 38 2007 2	$1,36 \times 10^{-15}$	$1,10 \times 10^{-08}$



**Figure 4.2** Concentration en hélium (mol/g) des échantillons d'apatite de Durango analysés au CRPG (Durango-Ap-30, -31, -32) et au GEOTOP (DUR01 Ap XX 2007 YY). L'incertitude de 1 % a été reportée mais n'est pas visible à l'échelle de ce diagramme.

#### 4.1.2 Les isotopes pères (U, Th et Sm)

La plupart des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent présentent des concentrations en isotopes pères extrêmement variables, néanmoins pour les trois isotopes pères, les variations entre échantillons sont similaires (fig. 4.3).

La concentration en  $^{238}\text{U}$  de la majorité des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent est de quelques dizaines de ppm : de 15 à 89 ppm (tabl. 4.3, fig. 4.3). La teneur varie entre 89 et 21 ppm dans la plupart des échantillons du toit des failles (tabl. 4.3, fig. 4.3). Tout comme les concentrations en hélium, les séries Ap 35 2007 3 et 1 livrent des valeurs en uranium extrêmement élevées : entre ~1000 et 2000 ppm respectivement (tabl. 4.3, fig. 4.3). La teneur pour les échantillons du mur des failles varie entre 15 et 73 ppm. Il n'y a pas de différence notable entre l'abondance de l'uranium des échantillons du mur et celle des échantillons du toit des failles (fig. 4.3). Les différentes valeurs d'uranium des répliques pour un même échantillon sont aussi dispersées mais restent du même ordre de grandeur (tabl. 4.3, fig. 4.3) et cette dispersion est d'autant plus grande lorsque l'échantillon est localisé dans le toit des failles. Les teneurs en U peuvent ainsi doubler (cas de l'échantillon Ap 54 2007), voire tripler (cas de l'échantillon Ap 37 2007), entre séries d'un même échantillon et peuvent même être multipliées par ~22 dans le cas de l'échantillon Ap 35 2007 (tabl. 4.3, fig. 4.3). On observe enfin que les teneurs en uranium sont supérieures à 5 ppm. On peut donc s'attendre à une faible contribution du Sm dans la production d'hélium radiogénique étant donné la corrélation inverse existante entre le Sm contribuant aux âges AHe et les teneurs en U ou en eU (Reiners et Nicolescu, 2006). Les détails de la teneur en uranium de chaque échantillon d'apatite sont donnés dans le tableau 4.3.

Les concentrations en  $^{232}\text{Th}$  des échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent sont extrêmement variables, de 2 ppm à plus de 4000 ppm (tabl. 4.3, fig. 4.3). Les échantillons du mur des failles livrent des teneurs peu élevées qui varient entre 1,5 et 30 ppm ; tandis que les échantillons du toit des failles montrent une importante dispersion des concentrations (tabl. 4.3, fig. 4.3). Ainsi, les teneurs en Th de l'échantillon Ap 37 2007 ne dépassent pas 25 ppm, celles de l'échantillon Ap 55 2007 sont d'une centaine de ppm tandis que les teneurs de l'échantillon Ap 35 2007 atteignent plus de 4 000 ppm (tabl. 4.3, fig. 4.3). Il n'y a pas de différence notable entre l'abondance du Th des échantillons du mur et celle des échantillons

du toit des failles (fig. 4.3). Les différentes valeurs de Th des répliques pour un même échantillon sont aussi dispersées mais restent du même ordre de grandeur (tabl. 4.3, fig. 4.3) et cette dispersion est d'autant plus grande lorsque l'échantillon est localisé dans le toit des failles. Ainsi, les teneurs en Th peuvent tripler (cas de l'échantillon Ap 54 2007) et même quadrupler (cas de l'échantillon Ap 37 2007) entre séries d'un même échantillon. Elles peuvent même être multipliées par  $\sim 30$  dans le cas de l'échantillon Ap 35 2007 (tabl. 4.3, fig. 4.3). Les détails de la teneur en Th de chaque échantillon sont donnés dans le tableau 4.3. La figure 4.3 suggère que les variations de concentration en Th entre séries d'échantillons sont semblables à celles observées sur les concentrations en U.

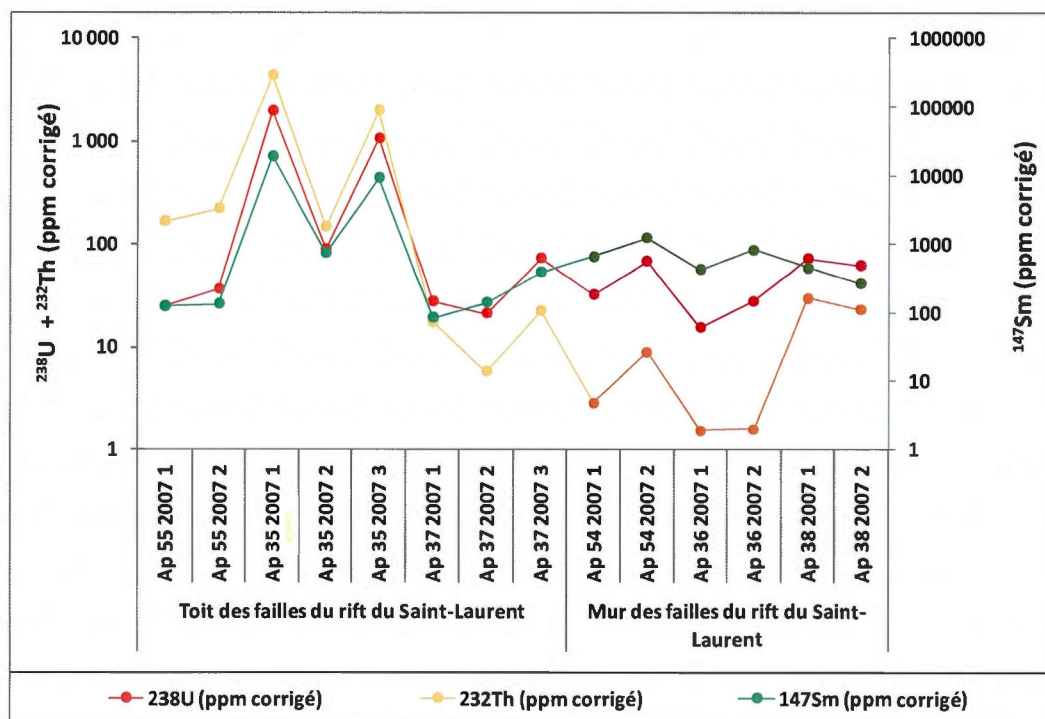
Les concentrations en  $^{147}\text{Sm}$  sont très variables, généralement de plusieurs centaines de ppm (tabl. 4.3, fig. 4.3). Les échantillons du mur des failles du rift livrent des teneurs qui varient entre 265 et 1 233 ppm, alors que les échantillons du toit des failles livrent des teneurs entre 84 et 728 ppm, à l'exception des séries Ap 35 2007 1 et 3 (tabl. 4.3, fig. 4.3). Tout comme les concentrations en He, en U et en Th, ces séries livrent des valeurs en Sm extrêmement élevées : entre  $\sim 9070$  et 18600 ppm (tabl. 4.3, fig. 4.3). Il n'y a pas de différence notable entre l'abondance du Sm des échantillons du mur et celle des échantillons du toit des failles (fig. 4.3). Les différentes valeurs de Sm des répliques pour un même échantillon sont aussi très fortement dispersées (tabl. 4.3, fig. 4.3), tant pour les échantillons du toit que pour ceux du mur des failles. Ainsi, les teneurs en Sm sont généralement multipliées par deux entre séries d'échantillons du mur des failles, tandis que celles des échantillons du toit des failles peuvent être multipliées par 3,5 (cas de l'échantillon Ap 37 2007), et même par  $\sim 26$  dans le cas de l'échantillon Ap 35 2007 (tabl. 4.3, fig. 4.3). Les détails de la teneur en Sm de chaque échantillon sont donnés dans le tableau 4.3. La figure 4.3 suggère que les variations de concentration en Sm entre séries d'échantillons sont semblables à celles observées sur les concentrations en U et en Th.

**Tableau 4.3**

Concentrations isotopiques en U, Th et Sm des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent.  
La concentration en ppm a été corrigée des blancs spécifiques à chaque série d'analyse.

Transect	Séries d'échantillons d'apatites	Concentrations en ppm corrigées			Rapport Th/U
		<sup>147</sup> Sm	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	
Toit des failles du rift Saint-Laurent					
Chute Montmorency	Ap 55 2007 1	122,13	166,21	24,81	6,70
	Ap 55 2007 2	132,53	221,30	36,34	6,09
Sault-au-Cochon	Ap 35 2007 1	18 594,3	4 329,6	1 952,3	2,22
	Ap 35 2007 2	728,38	147,55	88,99	1,66
	Ap 35 2007 3	9 069,8	1 980,4	1 051,8	1,88
Cap-aux-Oies	Ap 37 2007 1	83,57	17,19	27,62	0,62
	Ap 37 2007 2	139,26	5,73	21,07	0,27
	Ap 37 2007 3	383,16	22,23	72,26	0,31
Mur des failles du rift Saint-Laurent					
Chute Montmorency	Ap 54 2007 1	659,66	2,84	32,48	0.09
	Ap 54 2007 2	1 232,7	8,88	67,44	0.13
Sault-au-Cochon	Ap 36 2007 1	424,15	1,53	15,27	0,10
	Ap 36 2007 2	836,66	1,57	28,15	0,06
Cap-aux-Oies	Ap 38 2007 1	450,67	29,76	72,67	0,41
	Ap 38 2007 2	265,06	23,11	61,44	0,38





**Figure 4.3** Teneurs isotopiques en U, Th et Sm des séries d'échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent obtenues dans le toit et le mur des failles Montmorency et Saint-Laurent, le long des trois transects. L'incertitude de 5 % a été reportée mais n'est pas visible à l'échelle de ce diagramme.

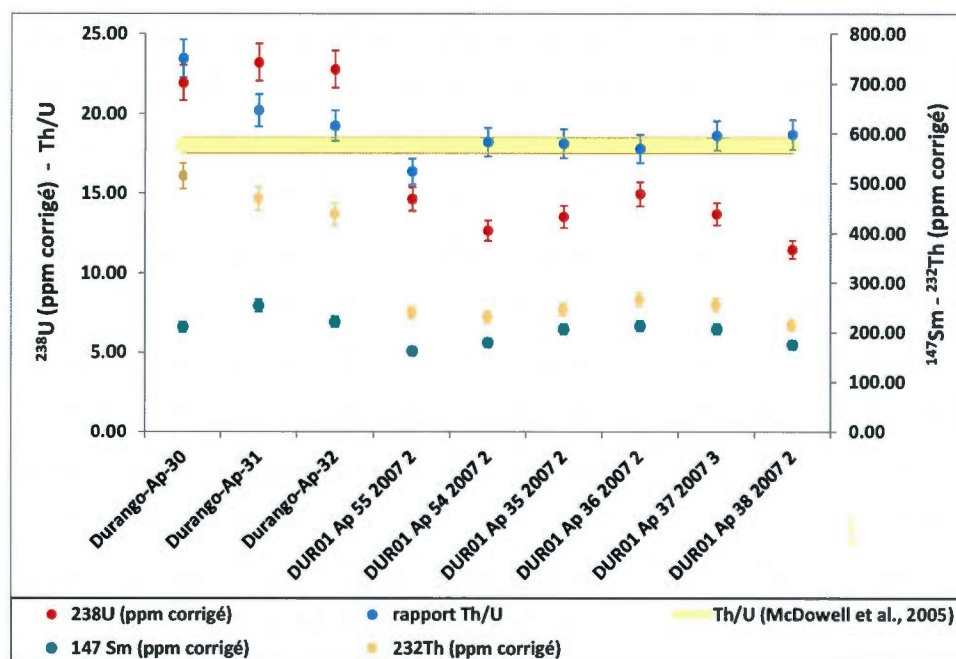
Les échantillons d'apatite de Durango présentent deux concentrations typiques en U et en Th, dépendamment du laboratoire d'analyses (tabl. 4.4, fig. 4.4). La concentration moyenne en U et Th déterminée au GEOTOP est de 13,5 ppm et 241,9 ppm, respectivement, alors que ces concentrations moyennes sont de 22,7 ppm et 474,0 ppm au CRPG. De même que pour l'abondance en He, les concentrations en U et en Th sont deux fois moins importantes pour les apatites de Durango analysées au GEOTOP (tabl. 4.4, fig. 4.4). La concentration moyenne en Sm est cependant peu variable, elle passe de 199 à 229 ppm en fonction du laboratoire d'analyses. On remarque également une faible variabilité des teneurs en isotopes pères entre chaque échantillon d'apatite de Durango (tabl. 4.4, fig. 4.4). Cet écart qui varie en fonction du laboratoire d'analyses, est en effet de seulement 2 à 9 % pour l' $^{238}\text{U}$ , 7 % pour le  $^{232}\text{Th}$  et entre 8 et 10 % pour le  $^{147}\text{Sm}$ . Le rapport Th/U varie aussi en fonction du laboratoire ; on retrouve un rapport moyen de  $18,1 \pm 1,7$  pour les analyses effectuées au GEOTOP, tandis que le rapport moyen obtenu pour les analyses au CRPG est de  $21,0 \pm 3,6$ .

(tabl. 4.4, fig. 4.4). On remarque que le rapport Th/U obtenu sur les échantillons analysés au GEOTOP est plus proche des valeurs historiques de  $18,0 \pm 0,5$  (McDowell et al., 2005). Les détails des teneurs des isotopes pères de chaque échantillon sont donnés dans le tableau 4.4.

**Tableau 4.4**  
Concentrations isotopiques en U, Th et Sm des échantillons d'apatite de Durango. La concentration en ppm a été corrigée des blancs spécifiques à chaque série d'analyse.

Apatites de Durango	Concentrations en ppm corrigées			Rapport
	<sup>147</sup> Sm	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	Th/U
Analyses réalisées au CRPG sur ICP MS par fusion alcaline				
Durango-Ap-30	210,86	514,43	21,943	23,44
Durango-Ap-31	253,73	469,10	23,217	20,20
Durango-Ap-32	221,28	438,58	22,799	19,24
Moyenne :	228,62	474,03	22,65	20,96
1σ :	8,0 %	6,6 %	2,3 %	8,6 %
Analyses réalisées au GEOTOP sur ICP MS par attaque à l'acide nitrique				
DUR01 Ap 55 2007 2	162,66	239,38	14,64	16,36
DUR01 Ap 54 2007 2	179,63	230,61	12,67	18,20
DUR01 Ap 35 2007 3	206,71	245,51	13,55	18,12
DUR01 Ap 36 2007 2	212,83	265,94	14,95	17,78
DUR01 Ap 37 2007 3	206,56	255,28	13,72	18,61
DUR01 Ap 38 2007 2	175,44	214,44	11,48	18,68
Moyenne :	198,57	241,86	13,50	18,10
1σ :	9,5 %	6,9 %	8,7 %	4,8 %

La concentration moyenne des blancs pour l'analyse de <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th et <sup>147</sup>Sm varie en fonction du type d'analyse appliqué. Au cours des analyses par fusion alcaline au CRPG, les blancs de fusion obtenus ont été de 3,40 ppb pour le Sm, nul pour le Th et 22,96 ppb pour l'U. La valeur totale des blancs ne dépasse pas les 1 % des concentrations en Sm et en Th des solutions analysées excepté pour l'U, où la valeur atteinte est de 4 %. Cette valeur de blanc est également en accord avec celle obtenue par Pik et al. (2003).



**Figure 4.4** Concentrations en  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  et  $^{147}\text{Sm}$  des échantillons d'apatite de Durango analysés au CRPG (Durango-Ap-30, -31, -32) et au GEOTOP (DUR01 Ap XX 2007 Y) reportées avec leur incertitude de 5 %. Le rapport Th/U des échantillons d'apatite de Durango peut être comparé au rapport typique de  $18 \pm 0.5$  (McDowell et al., 2005).

Au cours des deux séries d'analyses par attaque à l'acide nitrique effectuées au GEOTOP, la valeur des blancs, basée sur les "blancs de capsules", varie largement en fonction des concentrations en U, Th et Sm des solutions analysées. Les blancs de capsules obtenus ont été de 0,0009 ppb pour Sm, entre 0,0050 et 0,0052 ppb pour U et nul à 0,0024 ppb pour Th. La valeur des blancs obtenue au GEOTOP ne dépasse pas 1 % des concentrations en Sm et en Th et 4 % des concentrations en U de la plupart des solutions analysées. Dans le cas particulier de l'échantillon Ap 37 2007, les valeurs de blancs sont cependant élevées comparativement aux faibles teneurs en U et en Th : les valeurs de blancs peuvent atteindre jusqu'à 45 % des teneurs en U et jusqu'à 27 % des teneurs en Th de l'échantillon.

On a également évalué si des interférences isobariques pouvaient être sources d'erreurs pour les mesures des isotopes pères. Ce problème d'interférence isobarique a été révélé par Reiners et Nicolescu (2006) lors d'analyses d'échantillons d'apatite, avec l'observation d'un pic significatif et large autour des masses atomiques 190-198 ( $10^7$ - $10^8$  impulsions),

caractéristique de l'abondance isotopique du platine. L'origine de ces interférences serait une dissolution partielle de la capsule de platine par de l'acide fluorhydrique, formé par du fluor libéré lors de la dissolution des apatites qui s'associe avec de l'hydrogène. Le problème essentiel provoqué par la dissolution du platine est la création de complexes de  $^{198}\text{Pt}^{40}\text{Ar}$  et de  $^{195}\text{Pt}^{40}\text{Ar}$  qui sont à l'origine d'interférences isobariques avec les masses atomiques de  $^{238}\text{U}$  et  $^{235}\text{U}$ . Pour contraindre cette source d'erreur, on a donc mesuré la concentration en platine des différents blancs ("blancs de réactifs" et "blancs de platine") et des différents échantillons d'apatites (apatites du rift Saint-Laurent et de Durango). On a également mesuré les concentrations en U, Th et Sm d'une solution de 10 ppb de platine lors des deux séries d'analyses à l'ICP-MS. Cette solution de Pt ne révèle aucune abondance isotopique en U, en Th et Sm, suggérant donc l'absence d'interférence isobarique. On a également comparé la concentration en platine entre les "blancs de capsules", constitués uniquement de capsules de platine immergées dans de l'acide nitrique, avec les différents échantillons d'apatites constitués de capsules de platine renfermant les apatites et immergées dans de l'acide nitrique. Cette comparaison permet de vérifier si les complexes de platine à l'origine d'interférences isobariques sont causés par la dissolution d'apatite. On remarque en effet de plus hautes concentrations en platine pour les échantillons d'apatites par rapport aux "blancs de capsules". Cependant, l'interférence induit par les complexes de platine semble moindre et la correction à faire représente ~1 % des concentrations en U, valeurs bien inférieures à la précision de mesure de 5 % (W. Minarik, communication personnelle).

## 4.2 Les âges (U-Th-Sm)/He

### 4.2.1 Calcul théorique de l'âge (U-Th-Sm)/He

Les âges AHe ont été calculés à partir de la solution non itérative de l'équation d'âge (U-Th-Sm)/He développée par Meesters et Dunai (2005 ; éq. 4.4). On rappelle que pour la méthode de datation (U-Th-Sm)/He, l'âge de refroidissement  $t$  sous la température de fermeture de l'apatite (Dodson, 1973) est déterminé selon l'équation suivante :

$$[{}^4\text{He}] = \sum_{j=1}^4 \frac{p_j}{\lambda_j} (e^{\lambda_j t} - 1) \quad (4.1)$$



$$\begin{array}{ll}
\text{où :} & - p_1 = 8 \lambda_1 [^{238}\text{U}] & \lambda_1 = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1} \\
& - p_2 = 7 \lambda_2 [^{238}\text{U}/137,88] & \lambda_2 = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1} \\
& - p_3 = 6 \lambda_3 [^{232}\text{Th}] & \lambda_3 = 4,9475 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1} \\
& - p_4 = 1 \lambda_4 [^{147}\text{Sm}] & \lambda_4 = 6,539 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}
\end{array}$$

Le développement de l'algorithme de Meesters et Dunai (2005) permet l'obtention d'une solution directe de l'équation d'âge (U-Th-Sm)/He et se présente ainsi :

- (1) Dans un premier temps, on calcule un taux de production total P actuel :

$$P = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 \quad (4.2)$$

- (2) Ensuite, on calcule un taux de désintégration moyen  $\lambda_{wm}$ , pondéré par le taux de production relatif  $p_i/P$ ,

$$\lambda_{wm} = \sum_j \frac{p_j \lambda_j}{P} \quad (4.3)$$

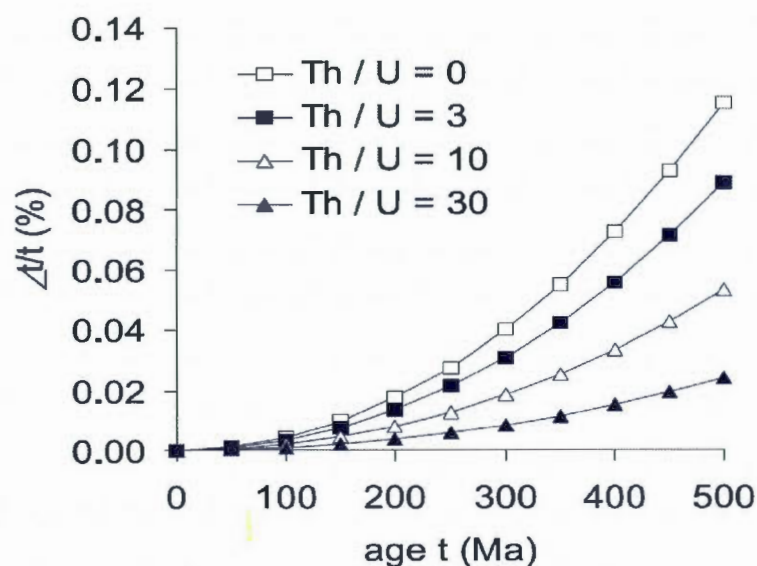
- (3) On obtient ainsi l'âge approximé  $t_{app}$  suivant :

$$t_{app} = \frac{1}{\lambda_{wm}} \ln \left( \frac{\lambda_{wm}}{P} [\text{He}] + 1 \right) \quad (4.4)$$

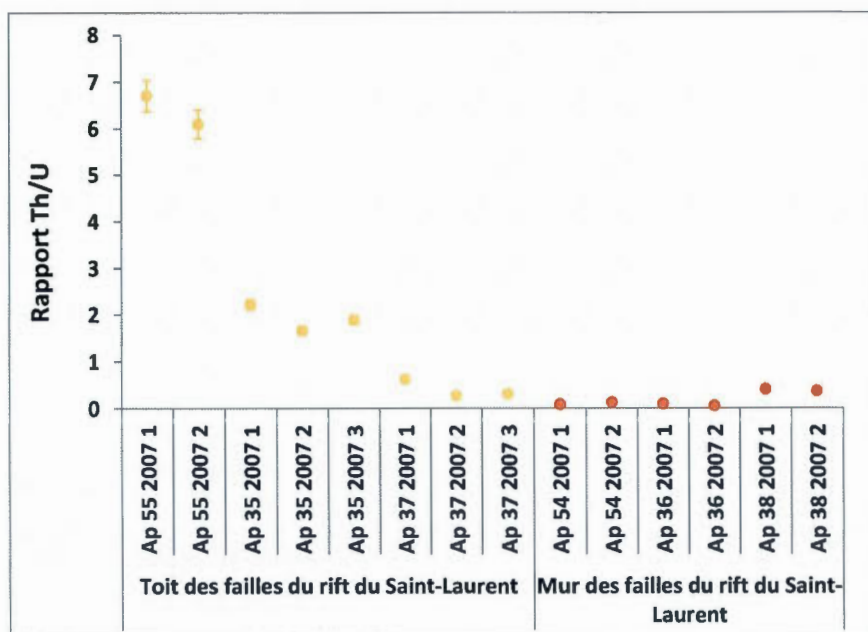
L'inverse de l'équation précédente est du même type que l'équation d'âge de Dodson (1973 ; éq. 4.1) mais avec seulement un isotope parent moyen :

$$[^4\text{He}] = \frac{P}{\lambda_{wm}} (e^{\lambda_{wm} t} - 1) \quad (4.5)$$

Intuitivement, il semblerait qu'un algorithme aussi simple ne peut être précis et exact (éq. 4.4). Cependant, Meesters et Dunai (2005) ont déterminé que l'erreur liée à l'approximation de l'algorithme,  $\Delta t$ , est vraiment minime et bien inférieure à celle de l'incertitude des âges (U-Th-Sm)/He de plusieurs pourcents (généralement de 6 % ( $2\sigma$ ); Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2002 ; Reiners et Nicolescu, 2006 ; Pik et al., 2003 et McDowell et al., 2005). Dans la figure 4.5, l'erreur relative  $\Delta t/t$  qui varie en fonction de l'âge et du ratio Th/U est au maximum de 0,12 % pour des âges de 500 Ma et un rapport Th/U nul. Dans le cadre de cette étude, l'erreur relative ne peut dépasser 0,02 % puisque le rapport Th/U des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent atteint un minimum de 0,06 (fig. 4.6) pour des âges ne pouvant dépasser les 200 Ma étant donnés les âges AFT déterminés (Tremblay et al., 2013).



**Figure 4.5** Erreur relative  $\Delta t/t$  du calcul direct de l'âge AHe en fonction de l'âge et du rapport Th/U de l'échantillon. Pour les échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent, l'erreur relative maximale est estimée à 0,02 % (d'après Meesters et Dunai, 2005).



**Figure 4.6** Rapport Th/U des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent. 9 échantillons sur 14 (dont tous ceux du mur des failles) présentent des rapports Th/U inférieurs à 1 ; 2 échantillons du toit des failles présentent cependant des rapports Th/U compris entre 6 et 7.

#### 4.2.2 Les âges (U-Th-Sm)/He des apatites de Durango

Neuf âges (U-Th-Sm)/He ont donc été établis sur l'apatite de Durango et calculés à partir de la solution non-itérative présentée ci-dessus (section 4.2.1 ; Meesters et Dunai, 2005). Ces résultats de datation donnés en détail dans le tableau 4.5 et dans la figure 4.7, ont pour but de vérifier à la fois la calibration du procédé expérimental et le degré d'exactitude avec lequel le système agit comme un chronomètre. Les neuf âges (U-Th-Sm)/He obtenus sur les échantillons varient entre  $25 \pm 3,8$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $32 \pm 4,9$  Ma ( $2\sigma$ ) avec une moyenne à  $30 \pm 4,5$  Ma ( $2\sigma$ ) (tabl. 4.5 et fig. 4.7). La majorité des échantillons livrent des âges comparables (considérant l'incertitude) à l'âge de référence de  $31 \pm 2,0$  Ma ( $\pm 2\sigma$ ) établi par McDowell et al. (2005) sur 24 séries d'apatite de Durango et à l'âge de référence de  $32 \pm 2,2$  Ma ( $\pm 2\sigma$ ) établi par Min et al. (2006) sur 156 échantillons d'apatite de Durango (tabl. 4.5 et fig. 4.7). Les résultats de datation du standard de Durango permettent ainsi de valider le protocole expérimental conçu dans les laboratoires du GEOTOP puisque la plupart des âges AHe obtenus sont similaires aux résultats obtenus dans les laboratoires. De plus, les âges AHe des échantillons de Durango analysés au CRPG sont semblables à la plupart de ceux obtenus au GEOTOP. Un bémol est cependant nécessaire étant donné que deux échantillons sur neuf (DUR01 Ap 36 2007 2 et DUR01 Ap 37 2007 3) livrent des âges bien en deçà des âges de références de l'apatite de Durango (McDowell et al., 2005 ; Min et al., 2006 ; Farley, 2000 ; tabl. 4.5 et fig. 4.7). Il est difficile de comprendre la raison de ces plus jeunes âges mais ceux-ci peuvent être le résultat d'une mesure incomplète des concentrations en hélium lors des analyses. Les échantillons DUR01 Ap 36 2007 2 et DUR01 Ap 37 2007 3 livrent des âges de  $27 \pm 4,1$  Ma ( $2\sigma$ ) et de  $25 \pm 3,8$  Ma ( $2\sigma$ ), respectivement. On rappelle que l'incertitude globale appliquée de 15 % ( $2\sigma$ ) est basée sur la reproductibilité des âges de l'apatite de Durango et non sur la précision analytique globale de 5 %. On note également que les grains d'apatite de Durango ne subissent pas de correction  $F_T$  puisque les morceaux analysés proviennent de larges cristaux où l'effet provoqué par l'éjection des particules  $\alpha$  est négligeable.

On a aussi calculé la contribution du Sm dans la production radiogénique d'He des échantillons d'apatite de Durango (tabl. 4.5) à partir de l'équation suivante (McDowell et al., 2005) :

$$^4\text{He} = (3,26 \cdot 10^6 * \text{U} + 7,70 \cdot 10^5 * \text{Th} + 4,02 \cdot 10^3 * \text{Sm}) * t \quad (4.6)$$

- où :
- $^4\text{He}$  représente la concentration des échantillons d'apatite au cours du temps (t) [atomes/g].
  - U représente la concentration en  $^{238}\text{U}$  et en  $^{235}\text{U}$  des échantillons d'apatite [ppm].
  - Th représente la concentration en  $^{232}\text{Th}$  des échantillons d'apatite [ppm].
  - Sm représente la concentration en  $^{147}\text{Sm}$  des échantillons d'apatite [ppm].
  - t est égal à l'âge (U-Th-Sm)/He obtenu (an).

L'équation 4.6 permet de calculer approximativement l'augmentation de la concentration d' $^4\text{He}$  au cours du temps (t) à partir des concentrations en ppm des isotopes pères et pour une période inférieure à 200 Ma (eq. 4.6 ; McDowell et al., 2005). A partir de cette expression (eq. 4.6), la détermination de l'abondance moyenne relative des isotopes pères dans les échantillons d'apatite de Durango implique que ~18,0 % des particules  $\alpha$  sont produites lors de la désintégration d'U, ~79,9 % lors de la désintégration du Th et ~0,29 % lors de la désintégration du Sm (tabl. 4.5). On remarque une différence notable dans le pourcentage de contribution des isotopes pères en fonction du laboratoire d'analyses (CRPG ou GEOTOP ; tabl. 4.5). La contribution du Sm dans la production des particules  $\alpha$  pour les échantillons analysés au CRPG est de ~0,21 % et est inférieure à celle obtenue sur les échantillons analysés au GEOTOP qui est de ~0,33 % (tabl. 4.5). La contribution d'U dans la production des particules  $\alpha$  pour les échantillons analysés au CRPG est de ~16,6 % et est inférieure à celle obtenue sur les échantillons analysés au GEOTOP qui est de ~18,7 % (tabl. 4.5). A l'inverse, la contribution du Th dans la production des particules  $\alpha$  pour les échantillons analysés au CRPG est de ~81,8 % et est supérieure à celle obtenue sur les échantillons analysés au GEOTOP qui est de ~79,0 % (tabl. 4.5). On remarque également que les pourcentages de production de particules  $\alpha$  des isotopes pères des échantillons analysés sont comparables aux données établies par McDowell et al. (2005) sur 24 apatites de Durango, i.e. une contribution dans la production de particules  $\alpha$  de 18,5 % pour l'U, 81,1 % pour le Th et 0,36 % pour le Sm. Finalement, en considérant tous les échantillons d'apatite de Durango, la

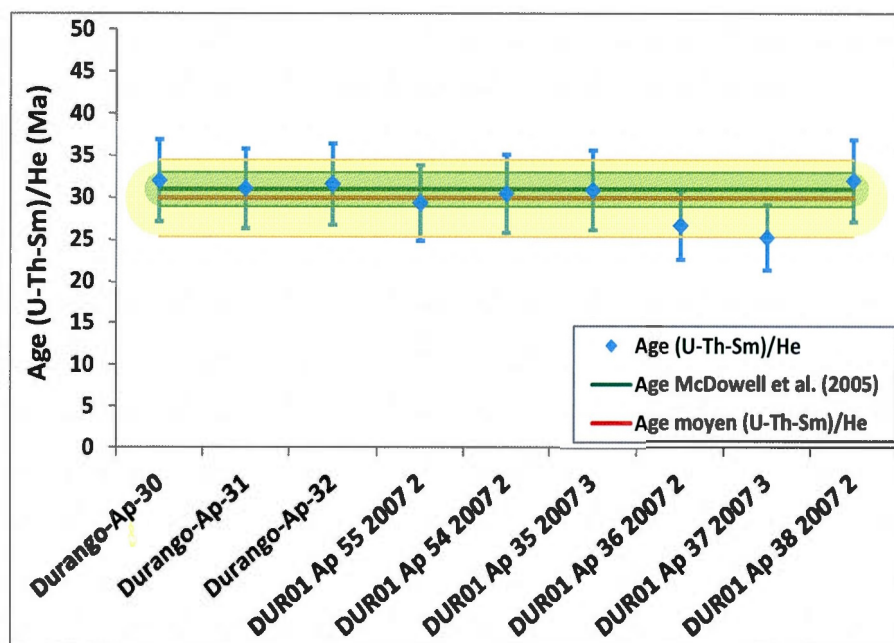


production maximale d'hélium provenant de la désintégration du Sm est de 0,35 % (tabl. 4.5). Les âges (U-Th-Sm)/He (i.e. calculés en incluant les trois isotopes pères) sont plus jeunes que les âges (U-Th-Sm)/He (i.e. calculés en incluant uniquement l'U et le Th) en moyenne de 0,29 %, soit ~85 000 ans (tabl. 4.5). Cette différence d'âge est vraiment faible comparativement à la reproductibilité des âges (U-Th-Sm)/He, mais sera prise en compte puisque cet écart est comparable à une erreur systématique.

**Tableau 4.5**

Présentation des âges (U-Th-Sm)/He des échantillons d'apatite de Durango avec et sans la contribution en Sm. Présentation de la contribution de chaque isotopes pères dans la formation d'hélium radiogénique et calculée selon l'équation 4.6 (McDowell et al., 2005).

Échantillons d'apatites	Ages (U-Th-Sm)/He (Ma) $\pm 2\sigma$		Ecart d'âge (an)	Contribution			
	Avec Sm	Sans Sm		% Sm	% Th	% U	
Analyses réalisées au CRPG par méthode de fusion alcaline							
Durango-Ap-30	32,06 $\pm$ 4,86	32,11 $\pm$ 4,85	57 000	0,18	83,54	15,09	
Durango-Ap-31	31,10 $\pm$ 4,72	31,17 $\pm$ 4,71	71 000	0,23	81,25	17,03	
Durango-Ap-32	31,63 $\pm$ 4,80	31,70 $\pm$ 4,79	67 000	0,21	80,64	17,75	
Analyses réalisées au GEOTOP par méthode d'attaque à l'acide nitrique							
DUR01 Ap 55 2007 2	29,38 $\pm$ 4,46	29,46 $\pm$ 4,45	81 000	0,28	77,82	20,15	
DUR01 Ap 54 2007 2	30,49 $\pm$ 4,62	30,58 $\pm$ 4,62	98 000	0,32	79,23	18,43	
DUR01 Ap 35 2007 3	30,91 $\pm$ 4,69	31,02 $\pm$ 4,69	107 000	0,35	79,02	18,47	
DUR01 Ap 36 2007 2	26,74 $\pm$ 4,06	26,83 $\pm$ 4,06	88 000	0,33	78,85	18,77	
DUR01 Ap 37 2007 3	25,29 $\pm$ 3,84	25,37 $\pm$ 3,83	85 000	0,34	79,50	18,08	
DUR01 Ap 38 2007 2	32,03 $\pm$ 4,86	32,14 $\pm$ 4,86	109 000	0,34	79,52	18,02	
Moyenne :	29,96 $\pm$ 4,53	30,04 $\pm$ 4,54	84 930	0,29	79,93	17,98	
Ecartype :	2,27	2,27					
2 $\sigma$ :	15,2 %	15,1 %					



**Figure 4.7** Âges (U-Th-Sm)/He des apatites de Durango analysées au CRPG et au GEOTOP (losanges bleus) avec l'application de l'incertitude de 15 % basée sur la reproductibilité des âges (barres d'erreurs bleues). La plage jaune associée au trait rouge représente l'âge moyen des échantillons d'apatite de Durango avec l'incertitude, soit  $29,96 \pm 4,56$  Ma ( $2\sigma$ ). La plage verte associée au trait vert représente l'âge moyen obtenu par McDowell et al. (2005) avec l'incertitude, soit  $31,20 \pm 2,02$  Ma ( $2\sigma$ ).

#### 4.2.3 Les âges (U-Th-Sm)/He des apatites du rift Saint-Laurent

Quatorze âges (U-Th-Sm)/He ont été obtenus à partir des 6 échantillons de roches provenant du socle grenvillien et prélevés dans le toit et le mur des failles du rift Saint-Laurent ; les failles Montmorency et Saint-Laurent. On rappelle que chaque âge représente une série d'échantillon qui contient une dizaine de grains d'apatites analysés. On a donc établi deux à trois âges (U-Th-Sm)/He sur apatites pour chacun des six échantillons de roche, en tenant compte de la contribution du Sm. Ces résultats de datation calculés à partir de la solution non-itérative présentée ci-dessus sont présentés dans les tableaux 4.6 à 4.8 et dans la figure 4.8 (section 4.2.1 ; Meesters et Dunai, 2005). On rappelle également que l'incertitude globale appliquée aux âges (U-Th-Sm)/He de 15 % ( $2\sigma$ ) est basée sur la reproductibilité des âges de l'apatite de Durango et non sur la précision analytique globale de 5 % (tabl. 4.5).

Les échantillons d'apatite du toit des failles du rift Saint-Laurent livrent des âges (U-Th-Sm)/He non corrigés variant entre  $91,6 \pm 13,9$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $151,9 \pm 23,0$  Ma ( $2\sigma$ ) (tabl. 4.6 et fig. 4.8). À l'exception de la série Ap 35 2007 2, avec un âge de  $151,9 \pm 23,0$  Ma ( $2\sigma$ ), les échantillons livrent des âges très proches les uns des autres qui varient entre  $91,6 \pm 13,9$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $106 \pm 16,1$  Ma, avec un âge moyen situé aux alentours de 99 Ma. La dispersion de la majorité des échantillons (en excluant la série Ap 35 2007 2) basée sur l'écart-type ( $1\sigma$ ) est vraiment faible :  $\pm 5,5$  Ma. Les échantillons d'apatite du mur des failles du rift livrent des âges non corrigés variant entre  $64,6 \pm 9,8$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $205,4 \pm 31,2$  Ma ( $2\sigma$ ) (tabl. 4.6 et fig. 4.8). Il existe une plus forte dispersion des âges pour les échantillons du mur, comparativement à ceux du toit. Malgré cette dispersion, trois des six échantillons d'apatites livrent des âges très proches, variant entre  $99,7$  Ma  $\pm 15,1$  ( $2\sigma$ ) et  $100,7$  Ma  $\pm 15,3$  ( $2\sigma$ ), avec un âge moyen aux alentours de 100 Ma (tabl. 4.6 et fig 4.8). La dispersion de ces âges, basée sur l'écart-type ( $1\sigma$ ), est vraiment faible :  $\pm 0,5$  Ma. Finalement, on constate que les roches du toit et du mur des failles du rift Saint-Laurent livrent généralement un âge (U-Th-Sm)/He non corrigé similaire et proche aux alentours de 100 Ma (fin du Crétacé inférieur). Ce constat est observé sur 10 des 14 séries d'échantillons analysées. Aucune discontinuité d'âges n'apparaît donc entre les échantillons du toit et ceux du mur des failles (tabl. 4.6 et fig 4.8). On discutera de la fiabilité des âges de chaque série d'échantillons et des variations d'âges en détail dans le chapitre V.

On a aussi calculé la contribution du Sm dans la production radiogénique de l'hélium de l'ensemble des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent (tabl. 4.6) à partir de l'équation 4.6 (section 4.2.2). On remarque que la production des particules  $\alpha$  lors des désintégrations de l'U, du Th et du Sm varie en fonction de l'échantillon d'apatite et de l'isotope considéré (tabl. 4.6). La contribution du Sm dans la production d'hélium radiogénique est faible et varie entre 0,18 % et 2,89 % (tabl. 4.6). Cette contribution est généralement inférieure à 1 %, seuls trois échantillons d'apatite du mur des failles livrent des valeurs comprises entre 1,9 % et 2,9 % (tabl. 4.6). La contribution du Th et de l'U dans la production d'hélium radiogénique est très variable (tabl. 4.6). Les échantillons d'apatite du mur des failles présentent une faible production de particules  $\alpha$  par désintégration du Th, avec des valeurs variant entre 1,0 % et 8,3 % (tabl. 4.6). Ce faible taux de production est compensé par une forte contribution de l'U avec des valeurs variant entre 78,8 % et 87,2 % (tabl. 4.6). Les échantillons d'apatite du toit



des failles présentent des taux de production de particules  $\alpha$  extrêmement variable. La contribution du Th dans la production radiogénique de l'hélium varie ainsi entre 5,7 % et 60,0 % tandis que la contribution de l'U varie entre 37,9 % et 88,71 % (tabl. 4.6). On remarque également que plus le taux de production de particules  $\alpha$  du Th est faible, plus le taux de production  $\alpha$  de l'U est élevé (tabl. 4.6). Finalement, en considérant tous les échantillons d'apatite du rift, on note que l'écart d'âge dépend de la contribution en Sm et de l'âge de l'échantillon (tabl. 4.6). Cette différence est au maximum de 3,5 Ma, avec une contribution en Sm de 2,7 % (tabl. 4.6). Les âges (U-Th-Sm)/He (i.e. calculés en incluant les trois isotopes pères) sont plus jeunes que les âges (U-Th-Sm)/He (i.e. calculés en incluant uniquement l'U et le Th) en moyenne de 1,1 % et au maximum de 2,9 % (tabl. 4.6). Cette différence est très faible comparativement à la reproductibilité des âges AHe, mais sera prise en compte puisque cet écart s'apparente à une erreur systématique.

Les âges (U-Th-Sm)/He des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent subissent ensuite des corrections qui tiennent compte de l'émission des particules  $\alpha$ . On rappelle que l'émission des particules  $\alpha$  interagit avec la diffusion chimique de l'hélium (section 2.5.1). Il est donc nécessaire d'appliquer un traitement simultané de la diffusion chimique et de l'émission de particules  $\alpha$  lors de la détermination des âges (U-Th-Sm)/He et du profil de concentration de l'hélium dans le cristal. Un traitement séquentiel où le facteur de correction  $F_T$  est appliqué avant (ou après) la modélisation provoque en effet une surestimation des âges (tabl. 2.4 ; Dunai, 2005). On a donc corrigé les âges (U-Th-Sm)/He de l'effet de l'émission des particules  $\alpha$  à l'aide du programme HeFTy version 1.6.7 (Ketcham, 2009) où cette émission de particules  $\alpha$  est traitée de manière simultanée avec la diffusion chimique lors de la modélisation de l'âge et du profil de diffusion de l'hélium. Malgré le traitement simultané de la diffusion chimique et de l'émission  $\alpha$ , on présente également dans le tableau 4.7, la fraction de particule  $\alpha$  retenue  $F_T$  (Farley et al., 1996) pour obtenir ainsi une estimation de la correction appliquée. Le facteur  $F_T$  varie ainsi entre 0,56 et 0,88, avec une moyenne de 0,71 (tabl. 4.7). On rappelle que les valeurs de  $F_T$  diminuent d'autant plus rapidement lorsque les grains sont de petite taille, i.e. avec une largeur  $\leq 75 \mu\text{m}$  ; induisant ainsi une importante erreur sur  $F_T$  (section 2.5.2 ; fig. 2.13). Il est donc admis de ne pas analyser des échantillons avec une valeur  $F_T$  inférieure à 0,65 (Farley, 2002). On remarque néanmoins que l'échantillon Ap 37 2007 présente des valeurs  $F_T$  particulièrement faibles ( $\leq 0,65$  ; tabl. 4.7).

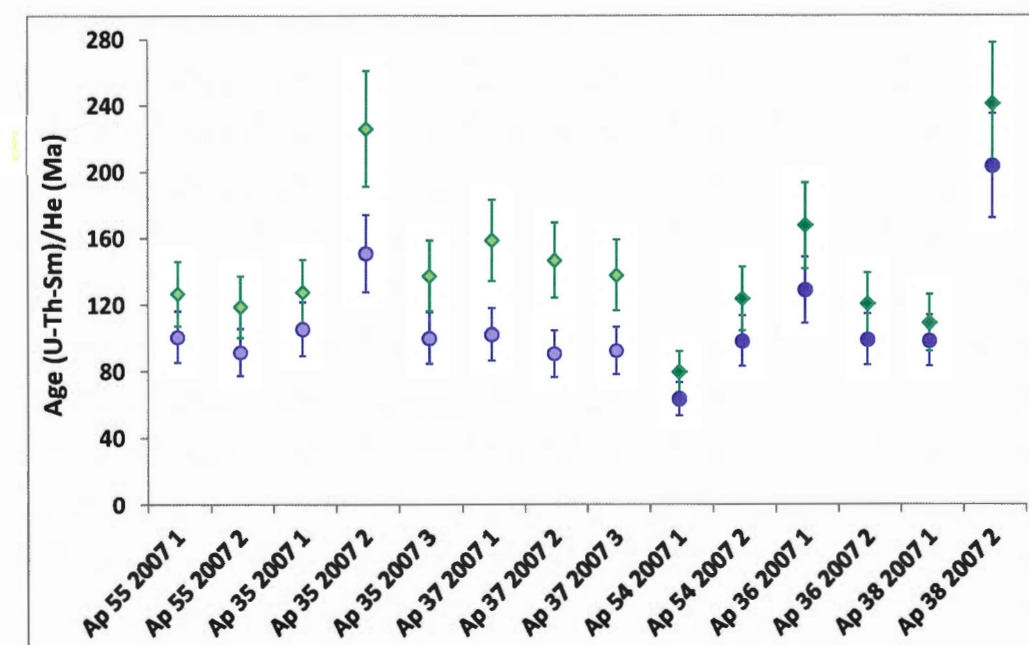


Elles varient en effet entre 0,56 et 0,62 (tabl. 4.7) ; induisant une forte imprécision sur le facteur de correction et donc sur les âges AHe corrigés. Il sera donc important d'en prendre considération lors de l'interprétation des résultats de datation, dans le chapitre V.

Les résultats des âges (U-Th-Sm)/He corrigés des échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent sont présentés dans les tableaux 4.7, 4.8 et dans la figure 4.8. Les roches du toit des failles Saint-Laurent et Montmorency livrent des âges (U-Th-Sm)/He corrigés variant entre le Trias supérieur et le Crétacé inférieur ( $226,6 \pm 34,4$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $119,6 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ )). La dispersion est plus importante pour les âges corrigés que pour les âges non corrigés (tabl. 4.6 et 4.7). On remarque cependant qu'à l'exception de la série Ap 35 2007 2, avec un âge AHe corrigé de  $226,6 \pm 34,4$  Ma ( $2\sigma$ ), les échantillons présentent des âges comparables entre eux, avec leur incertitude, qui varient entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (de  $159,7 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ ) à  $119,6 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ )). La moyenne d'âge de ces échantillons (en excluant la série Ap 35 2007 2) est environ de 137 Ma (début du Crétacé inférieur), avec une dispersion de 13 Ma, basée sur l'écart-type ( $1\sigma$ ). De plus, à l'exception de la série Ap 35 2007 2, les séries d'échantillons d'apatite du toit des failles du rift présentent des âges (U-Th-Sm)/He corrigés, avec leurs incertitudes, qui ne sont pas différents des âges AFT correspondants qui sont de  $148,6 \pm 14$  Ma à  $152,1 \pm 14$  Ma (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8). En revanche, la série Ap 35 2007 2 présente un âge corrigé anormalement vieux de  $226,6 \pm 34,4$  Ma ( $2\sigma$ ). Cet âge est plus vieux que l'âge AFT correspondant de  $149 \pm 14$  (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8) et est nettement différent des autres âges obtenus pour ce même échantillon (tabl. 4.7 et fig 4.8).

Les roches du mur des failles Saint-Laurent et Montmorency livrent des âges (U-Th-Sm)/He corrigés allant du Trias moyen au Crétacé supérieur (de  $242,4 \pm 36,8$  Ma ( $2\sigma$ ) à  $80,5 \pm 12,2$  Ma ( $2\sigma$ )). La dispersion est bien plus importante pour les âges corrigés, comparativement aux âges non corrigés (tabl. 4.6 et 4.7). Malgré cette dispersion, on remarque que trois des six échantillons d'apatites livrent des âges très proches les uns des autres (avec leur incertitude) du Crétacé inférieur (entre  $125,0$  Ma  $\pm 19,0$  ( $2\sigma$ ) et  $110,6$  Ma  $\pm 16,8$  ( $2\sigma$ )) avec un âge moyen de 119 Ma (tabl. 4.7, 4.8 et fig 4.8) et une dispersion, basée sur l'écart-type ( $1\sigma$ ), vraiment faible :  $\pm 6,2$  Ma. De plus, à l'exception des séries Ap 38 2007 2 et Ap 36 2007 2, les échantillons d'apatites du toit des failles du rift présentent des âges (U-

Th-Sm)/He corrigés, avec leur incertitude, distincts des âges AFT correspondants qui varient de  $184 \pm 19$  à  $200 \pm 20$  Ma (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8). La série Ap 38 2007 2 présente un âge corrigé anormalement vieux de  $242,4 \pm 36,8$  Ma ( $2\sigma$ ), plus vieux que l'âge AFT correspondant de  $196 \pm 19$  (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8) et nettement discordant des autres âges obtenus pour le même échantillon (tabl. 4.7 et fig 4.8). A la suite de la correction  $F_T$ , la série Ap 36 2007 1 présente, quant à elle, un âge AHe non distinguable de l'âge AFT correspondant ( $184 \pm 19$  Ma ; Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8).



**Figure 4.8** Âges (U-Th-Sm)/He non corrigés et corrigés des échantillons situés dans le mur et le toit des failles Montmorency et Saint-Laurent. Les cercles violet clair et violet foncé représentent les âges AHe non corrigés obtenus respectivement dans le toit et le mur de ces failles. Les losanges vert clair et vert foncé représentent les âges AHe corrigés obtenus respectivement dans le toit et le mur. L'incertitude de 15 % est représentée par les barres d'erreurs.

Finalement, les échantillons présentent une certaine dispersion des âges (U-Th-Sm)/He corrigés qui est plus marquée dans le mur des failles. Sommairement, la variation des âges AHe est aux alentours de 107 Ma dans le toit et de 167 Ma dans le mur des failles. On discutera de la fiabilité des âges et de l'explication de ces variations dans le chapitre V. Certains échantillons se distinguent cependant de par la similitude des résultats de datation

dans le toit et le mur des failles. Ces échantillons livrent des âges AHe corrigés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (de  $159,7 \pm 24,2$  Ma à  $119,6 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ )) pour le toit des failles, alors que le mur livre des âges AHe corrigés du Crétacé inférieur (de  $125,0$  Ma  $\pm 19,0$  ( $2\sigma$ ) à  $110,6$  Ma  $\pm 16,8$  ( $2\sigma$ )). On ne distingue donc aucune discontinuité d'âge AHe entre les échantillons du toit et ceux du mur pour ces échantillons, ce qui contraste avec les résultats obtenus pour les âges AFT (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8).

**Tableau 4.6**

Âges (U-Th-Sm)/He non corrigés des échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent, calculés à partir de la méthode de calcul de Meesters et Dunai (2005). La contribution du  $^{147}\text{Sm}$  dans les âges AHe est également donnée pour chaque série d'échantillons.

Échantillons d'apatites	Âges (U-Th-Sm)/He (Ma) $\pm 2\sigma$		Ecart d'âge (%)	Contribution		
	Avec Sm	Sans Sm		% Sm	% Th	% U
Toit des failles du rift Saint-Laurent						
Ap 55 2007 1	101,5 $\pm$ 15,4	101,7 $\pm$ 15,4	233 000	0,23	59,95	37,89
Ap 55 2007 2	92,5 $\pm$ 14,0	92,7 $\pm$ 14,0	168 000	0,18	57,93	40,27
Ap 35 2007 1	106,3 $\pm$ 16,1	107,1 $\pm$ 16,2	773 000	0,73	32,42	61,89
Ap 35 2007 2	151,9 $\pm$ 23,0	153,0 $\pm$ 23,1	1 038 000	0,68	26,52	67,71
Ap 35 2007 3	101,1 $\pm$ 15,3	101,8 $\pm$ 15,4	704 000	0,70	29,10	65,42
Ap 37 2007 1	103,6 $\pm$ 15,7	103,9 $\pm$ 15,7	326 000	0,32	12,42	84,46
Ap 37 2007 2	91,6 $\pm$ 13,9	92,2 $\pm$ 13,9	661 000	0,72	5,69	88,55
Ap 37 2007 3	93,8 $\pm$ 14,2	94,3 $\pm$ 14,3	544 000	0,58	6,45	88,71
Mur des failles du rift Saint-Laurent						
Ap 54 2007 1	64,6 $\pm$ 9,8	66,0 $\pm$ 10,0	1 350 000	2,09	1,73	83,63
Ap 54 2007 2	99,7 $\pm$ 15,1	101,6 $\pm$ 15,4	1 880 000	1,89	2,61	83,83
Ap 36 2007 1	130,5 $\pm$ 19,8	134,1 $\pm$ 20,3	3 530 000	2,70	1,87	78,96
Ap 36 2007 2	100,7 $\pm$ 15,3	103,7 $\pm$ 15,7	2 910 000	2,89	1,04	78,80
Ap 38 2007 1	100,1 $\pm$ 15,2	100,7 $\pm$ 15,2	660 000	0,66	8,34	86,25
Ap 38 2007 2	205,4 $\pm$ 31,2	206,3 $\pm$ 31,2	950 000	0,46	7,75	87,24

**Tableau 4.7**

Comparaison des âges (U-Th-Sm)/He corrigés en fonction du traitement appliqué (simultané ou séquentiel) pour l'effet de l'émission des particules  $\alpha$  sur l'âge. On a reporté les valeurs  $F_T$  utilisées pour le traitement séquentiel, pour avoir une estimation de la correction de l'émission des particules  $\alpha$  sur les âges AHe.

Echantillons d'apatites	Age (U-Th-Sm)/He corrigé (Ma) $\pm 2\sigma$		F <sub>T</sub>	Variation relative d'âge
	Traitement simultané	Traitement séquentiel		
Toit des failles du rift Saint-Laurent				
Ap 55 2007 1	127,3 $\pm$ 19,3	133,1 $\pm$ 20,2	0,763	4 %
Ap 55 2007 2	119,6 $\pm$ 18,1	126,0 $\pm$ 19,1	0,735	5 %
Ap 35 2007 1	128,4 $\pm$ 19,5	135,3 $\pm$ 20,5	0,786	5 %
Ap 35 2007 2	226,6 $\pm$ 34,4	250,0 $\pm$ 37,9	0,608	9 %
Ap 35 2007 3	138,1 $\pm$ 21,0	148,7 $\pm$ 22,6	0,680	7 %
Ap 37 2007 1	159,7 $\pm$ 24,2	175,0 $\pm$ 26,6	0,592	9 %
Ap 37 2007 2	147,8 $\pm$ 22,4	164,4 $\pm$ 24,9	0,557	10 %
Ap 37 2007 3	138,8 $\pm$ 21,1	150,9 $\pm$ 22,9	0,621	8 %
Mur des failles du rift Saint-Laurent				
Ap 54 2007 1	80,5 $\pm$ 12,2	87,4 $\pm$ 13,3	0,739	8 %
Ap 54 2007 2	125,0 $\pm$ 19,0	135,2 $\pm$ 20,5	0,737	8 %
Ap 36 2007 1	169,1 $\pm$ 25,7	192,8 $\pm$ 29,2	0,677	12 %
Ap 36 2007 2	121,9 $\pm$ 18,5	132,2 $\pm$ 20,1	0,762	8 %
Ap 38 2007 1	110,6 $\pm$ 16,8	113,6 $\pm$ 17,2	0,881	3 %
Ap 38 2007 2	242,4 $\pm$ 36,8	254,2 $\pm$ 38,6	0,808	5 %



**Tableau 4.8**

Âges AHe finaux comparés aux âges AFT, déterminés par Tremblay et al. (2013).  $r$  correspond au rayon de la sphère, géométrie employée pour la forme du cristal lors de la modélisation directe des données (U-Th-Sm)/He. Les valeurs  $F_T$  sont reportées pour permettre une estimation de la correction de l'émission des particules  $\alpha$  sur les âges AHe. Les échantillons en gras sont ceux retenus pour l'interprétation ; les autres échantillons présentent des âges anomaux causés par différents effets expliqués dans la section 5.1.1.

Ech. d'apatites	Age AHe (Ma)	Age AFT (Ma)	$F_T$	$r$ ( $\mu\text{m}$ )	eU (ppm)
Toit des failles du rift Saint-Laurent					
Ap 55 2007 1	127,3 $\pm$ 19,3	150 $\pm$ 15	0,76	75,3	63,9
Ap 55 2007 2	119,6 $\pm$ 18,1	-----	0,74	67,3	88,3
Ap 35 2007 1	128,4 $\pm$ 19,5	149 $\pm$ 14	0,79	83,1	2969,8
Ap 35 2007 2	226,6 $\pm$ 34,4	-----	0,61	42,4	123,7
Ap 35 2007 3	138,1 $\pm$ 21,0	-----	0,68	52,9	1517,2
Ap 37 2007 1	159,7 $\pm$ 24,2	152 $\pm$ 17	0,59	39,4	31,7
Ap 37 2007 2	147,8 $\pm$ 22,4	-----	0,56	35,2	22,4
Ap 37 2007 3	138,8 $\pm$ 21,1	-----	0,62	41,9	77,5
Mur des failles du rift Saint-Laurent					
Ap 54 2007 1	80,5 $\pm$ 12,2	200 $\pm$ 20	0,74	64,0	33,1
Ap 54 2007 2	125,0 $\pm$ 19,0	-----	0,74	63,0	69,5
Ap 36 2007 1	169,1 $\pm$ 25,7	184 $\pm$ 19	0,68	53,4	15,6
Ap 36 2007 2	121,9 $\pm$ 18,5	-----	0,76	69,8	28,5
Ap 38 2007 1	110,6 $\pm$ 16,8	196 $\pm$ 19	0,88	143,8	79,7
Ap 38 2007 2	242,4 $\pm$ 36,8	-----	0,81	89,7	66,9

#### 4.3 Résultats de la modélisation des données thermochronologiques

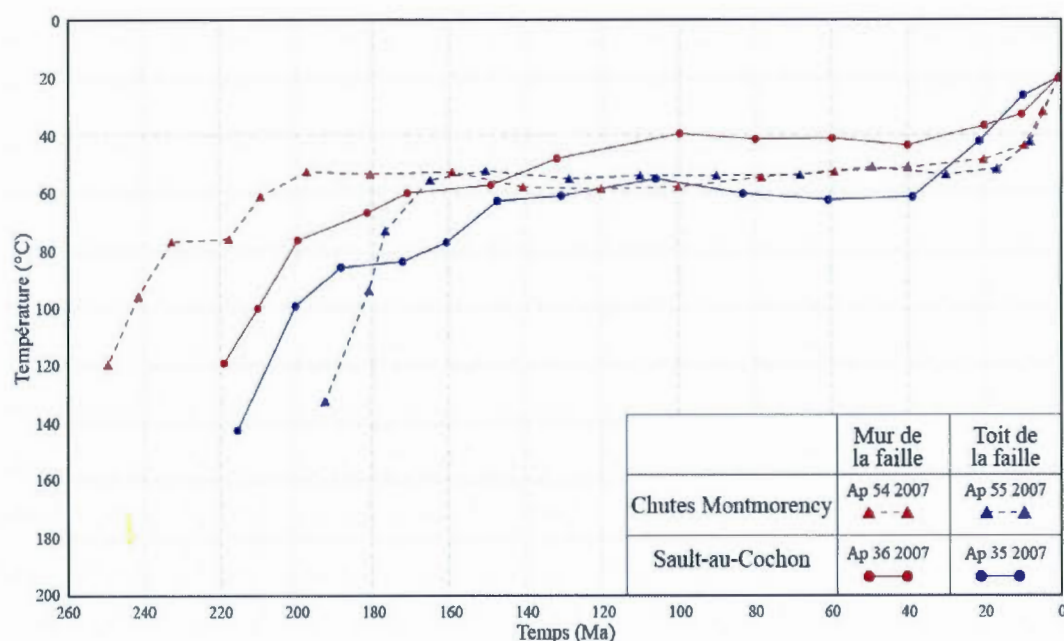
Une modélisation directe suivie d'une inversion des données thermochronologiques ont donc été effectuées pour certains échantillons du mur et du toit des failles du rift Saint-

Laurent, le long de deux transects : le transect de la chute Montmorency et celui de Sault-au-Cochon (fig. 1.1). Les données thermochronologiques (AFT et AHe) sélectionnées pour la modélisation proviennent des séries d'échantillons suivantes : Ap 55 2007 2 et Ap 54 2007 2, prélevées respectivement dans le toit et le mur de la faille Montmorency ; et Ap 35 2007 3 et Ap 36 2007 2, prélevées respectivement dans le toit et le mur de la faille Saint-Laurent.

#### 4.3.1 Modélisation directe

A partir des paramètres de calibration et des modèles cinétiques sélectionnés (section 3.5.1), un chemin temps-température (t-T) a été créé pour chacune des 4 séries d'échantillons sélectionnées (fig. 4.9). On rappelle que pour le système AFT, les modèles cinétiques sélectionnés sont basés sur les travaux de Ketcham (2007a ; 2007b) où la composition des apatites (teneurs en chlore) ainsi que l'anisotropie des cristaux sont prises en considération. Pour le système (U-Th-Sm)/He sur apatite, les modèles cinétiques sélectionnés sont basés sur les travaux de Shuster et al. (2006) et de Ketcham et al. (2011) où les dommages de radiation sont pris en considération et l'effet de l'émission des particules  $\alpha$  avec la diffusion chimique de l'hélium sont traitées conjointement.

En se basant sur les chemins t-T modélisés par Tremblay et al. (2013), on a ensuite créé nos propres chemins t-T (fig. 4.9) qui combinent paramètres et modèles cinétiques des deux systèmes thermochronologiques ((U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatites ; section 3.5.1). Ces histoires thermiques modélisées sont ensuite optimisées en utilisant un test Goodness-of-fit (GOF) qui compare les âges AFT et AHe mesurés avec ceux prédits par le modèle et un test Kolmogorov-Smirnov (K-S) qui compare la distribution des longueurs de traces de fission mesurées avec celle prédite par le modèle (Ketcham, 2005 ; tabl. 4.9). Les résultats d'un modèle direct sont considérés comme "bons" (section 2.6.1) si deux conditions sont rencontrées : (1) la valeur moyenne GOF doit être au moins de 0,5, (2) la valeur minimale GOF doit être meilleure que  $1/(N+1)$ , où N est le nombre de tests GOF utilisés dans la modélisation directe. Trois tests GOF sont employés dans cette étude, la valeur minimale GOF doit donc être supérieure à 0,25.



**Figure 4.9** Représentation des 4 trajets t-T des séries d'échantillons sélectionnées pour la modélisation directe : Ap 55 2007 2, Ap 54 2007 2, Ap 35 2007 3 et Ap 36 2007 2. La modélisation a été exécutée à partir du programme HeFTy, version 1.6.7 (Ketcham, 2009).

D'après le tableau 4.9, les résultats des quatre modèles peuvent être considérés comme "bons". Les valeurs GOF pour les âges AFT et AHe sont toutes supérieures à 0,5 et varient entre 0,72 et 0,98 (tabl. 4.9). Les valeurs GOF pour la distribution des longueurs de traces sont toutes supérieures à la valeur minimale (0,25) et varient entre 0,29 et 0,89 (tabl. 4.9). Seules les séries d'échantillons Ap 35 2007 3 et Ap 36 2007 2 présentent des valeurs GOF pour la distribution des longueurs de traces inférieures à 0,5 (0,29 et 0,34 respectivement ; tabl. 4.9). L'adéquation considérable entre les données mesurées et prédites, basées sur les valeurs GOF généralement supérieures à 0,5, indique que les trajets t-T modélisés sont cohérents avec les données. On peut donc envisager une inversion des données.

**Tableau 4.9**

Comparaison entre les données thermochronologiques mesurées et modélisées lors de la modélisation directe avec les tests K-S et GOF. Les données AFT proviennent de Tremblay et al. (2013).

Echantillon	Ap 55 2007 2	Ap 54 2007 2	Ap 35 2007 3	Ap 36 2007 2
Localisation	chute Montmorency, faille Montmorency		Sault-au-Cochon, faille Saint-Laurent	
Age AFT mesuré (Ma)	150 ± 17/-16	200 ± 22/-20	149 ± 16/-15	181 ± 22/-20
Age AFT modélisé (Ma)	153	201	149	185
Test G.O.F	0,75	0,91	0,98	0,72
Moyenne des longueurs T.F. mesurée (µm)	12,46 ± 1,59	12,40 ± 1,54	12,25 ± 1,37	13,23 ± 1,30
Moyenne des longueurs T.F. modélisée (µm)	12,77 ± 1,46	12,66 ± 1,55	12,32 ± 1,97	13,35 ± 1,50
Test K-S	0,72	0,89	0,29	0,34
Age AHe mesuré (Ma)	119,6 ± 18,1	125,0 ± 19,0	138,1 ± 20,9	121,9 ± 18,5
Age AHe modélisé (Ma)	113,2	126,3	143,3	122,7
[ <sup>4</sup> He] mesurée (nmol/g)	4,52x10 <sup>1</sup>	4,34x10 <sup>1</sup>	8,80x10 <sup>2</sup>	1,95x10 <sup>1</sup>
[ <sup>4</sup> He] modélisée (nmol/g)	4,25x10 <sup>1</sup>	4,35x10 <sup>1</sup>	9,07x10 <sup>2</sup>	1,95x10 <sup>1</sup>
Test G.O.F	0,72	0,95	0,80	0,97

#### 4.3.2 Modélisation inverse

A partir des contraintes et des paramètres sélectionnés précédemment pour la simulation Monte Carlo (section 3.5.2), une modélisation inverse a été appliquée pour les 4 séries d'échantillons. On rappelle que les contraintes sélectionnées qui sont sous forme de boîtes, on été créées à partir de la modélisation directe des chemins t-T (section 4.3.1) et selon les suggestions de Ketcham (2005 ; section 3.5.2). On a ensuite choisi de calculer 10 000 trajets temps-température lors de la simulation Monte Carlo via le programme HeFTy (section 2.6.2). Les résultats d'inversion pour les échantillons du mur et du toit de la faille Montmorency (Ap 54 2007 et Ap 55 2007 respectivement) et pour les échantillons du mur et



du toit des échantillons de la faille Saint-Laurent (Ap 36 2007 et Ap 35 2007 respectivement) sont montrés sur les figures 4.10 à 4.13. Chaque modélisation inverse présente la gamme de solutions dites "bonnes" et "acceptables"; elles correspondent respectivement à des enveloppes de confiance de  $1\sigma$  ( $GOF \geq 0,5$ ) et de  $2\sigma$  ( $GOF \geq 0,05$ ). Les histoires thermiques modélisées des échantillons du mur et du toit des failles du rift livrent entre 440 et 1041 résultats acceptables et entre 24 et 344 bons résultats sur les 10 000 trajets t-T calculés (fig. 4.10a à 4.13a). Les histoires thermiques modélisées pour les échantillons situés dans le toit et le mur de la faille Montmorency livrent entre 976 et 1041 résultats acceptables et entre 150 et 344 bons résultats sur les 10 000 trajets t-T calculés (fig. 4.12a à 4.13a). Les histoires thermiques modélisées pour les échantillons situés dans le toit et le mur de la faille Saint-Laurent livrent entre 440 et 796 résultats acceptables et entre 24 et 47 bons résultats sur les 10 000 trajets t-T calculés (fig. 4.10a à 4.11a). Pour chacune des modélisations inverses, on retrouve également la distribution des longueurs des traces mesurées (histogramme) et modélisées (courbe gaussienne verte) et le profil de diffusion de l'hélium modélisé à travers un cristal de forme sphérique (fig. 4.10b à 4.13b ; courbe rouge).

Un trajet t-T optimal (courbe en noir) est aussi déterminé lors de la modélisation inverse et présente des valeurs GOF optimisées. Les figures 4.10 à 4.13 montrent, pour chaque chemin t-T idéal modélisé, les âges AFT et AHe modélisés et mesurés avec les facteurs de comparaison GOF respectifs et la moyenne des longueurs des traces de fission mesurées et modélisées avec le test K-S. D'après les figures 4.10 à 4.13, les résultats des quatre trajets t-T idéaux sont considérés comme "bons". Les valeurs GOF pour les âges AFT et AHe sont toutes supérieures à 0,5 et varient entre 0,76 et 1,00 (fig. 4.10b à 4.13b), alors que les valeurs GOF pour la distribution des longueurs de traces sont supérieures à la valeur minimale (0,25) et varient entre 0,29 et 0,99 (fig. 4.10b à 4.13b). Seules les séries d'échantillon Ap 35 2007 3 et Ap 36 2007 2 présentent des valeurs GOF pour la distribution des longueurs de traces inférieures à 0,5 (0,36 et 0,29 respectivement, fig. 4.10b à 4.11b). Malgré la bonne adéquation entre les données mesurées et les données modélisées pour ces quatre trajets t-T, la modélisation ne prouve cependant pas qu'une seule et unique version des événements explique les données mais sert plutôt à corroborer/bonifier les hypothèses de l'utilisateur. Il est donc plus judicieux d'employer les enveloppes de confiance créées par la simulation

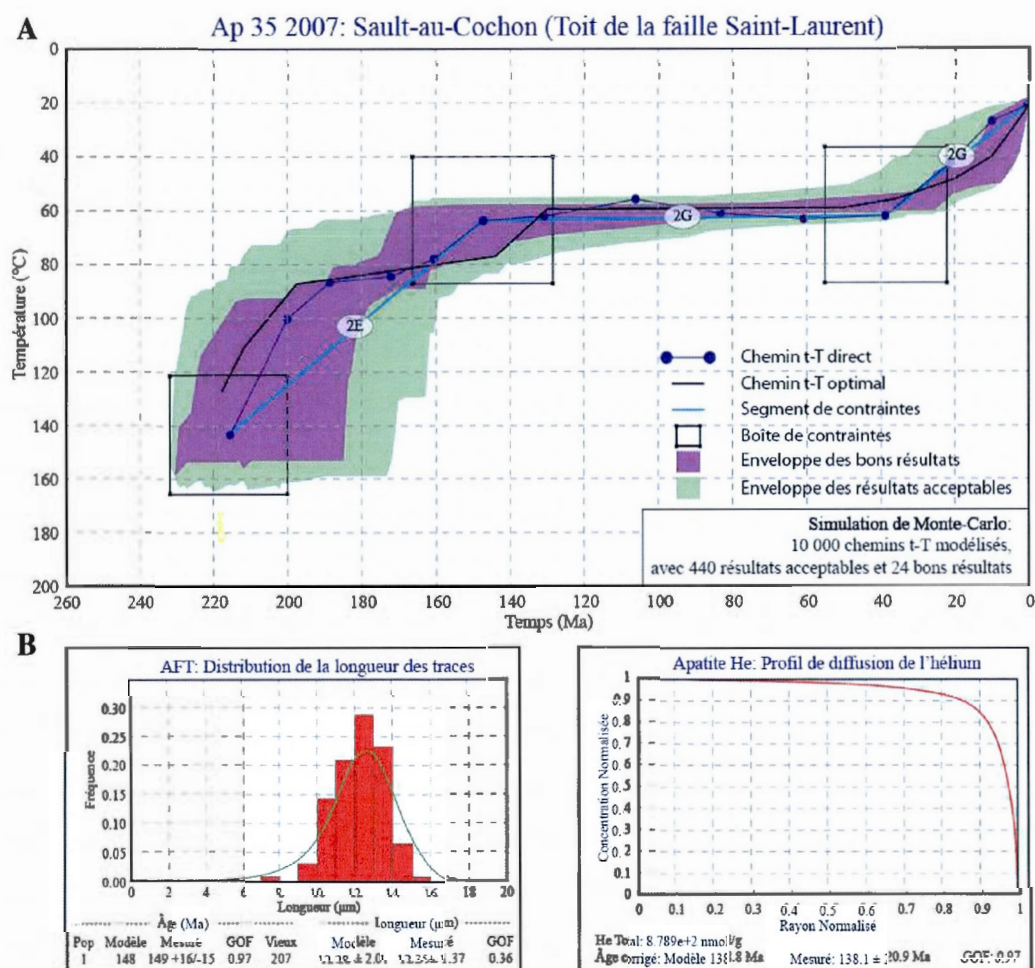
Monte Carlo plutôt que de se baser sur un seul trajet temps-température optimal pour l'interprétation (Ketcham, 2005).

Les histoires thermiques modélisées par inversion sont similaires entre échantillons du toit des failles et entre échantillons du mur des failles (fig. 4.10a à 4.13a). Les modèles inverses HeFTy pour les échantillons du mur des failles Montmorency et Saint-Laurent (Ap 54 2007 2 et Ap 36 2007 2 respectivement) suggèrent un premier épisode de refroidissement débutant aux alentours de 250-220 Ma (du Trias inférieur à supérieur) qui se poursuit jusqu'aux alentours de 210-190 Ma (Jurassique inférieur), avec un taux variant entre  $\sim 1,4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  et  $2,0^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  (Ap 54 2007 2 et Ap 36 2007 2, respectivement ; fig. 4.11a et 4.13a). La variation de température enregistrée est d'environ  $60^{\circ}\text{C}$  (de l'isotherme  $120^{\circ}\text{C}$  à l'isotherme  $60^{\circ}\text{C}$ ) sur environ 30 à 40 Ma (fig. 4.11a et 4.13a). Le refroidissement semble plus tardif dans la partie nord de la vallée du fleuve Saint-Laurent (Ap 36 2007 2) comparativement à l'échantillon Ap 54 2007 2 prélevé à la chute Montmorency. La période d'exhumation semble en effet débiter aux alentours de 220 Ma (Trias supérieur) pour l'échantillon Ap 36 2007 2, alors que pour l'échantillon Ap 54 2007 2, le début de cette exhumation se situe aux alentours de 250 Ma (Trias inférieur), soit 30 Ma auparavant (fig. 4.11a et 4.13a). Entre  $\sim 190$  Ma et 130 Ma (du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur), le refroidissement perdure uniquement pour l'échantillon Ap 36 2007 2, et ralenti fortement (fig. 4.11a). Le taux de refroidissement enregistré est alors d'environ  $0,2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  ; soit une variation de  $10^{\circ}\text{C}$  sur environ 60 Ma (entre  $\sim 190$  Ma et 130 Ma, fig. 4.11a). A la suite de ce premier épisode de refroidissement, les deux échantillons du mur des failles Montmorency et Saint-Laurent présentent une lente et longue exhumation entre les isothermes  $60^{\circ}\text{C}$  et  $40^{\circ}\text{C}$ , avec des taux de refroidissement faibles (fig. 4.11a et 4.13a). L'échantillon Ap 54 2007 2 remonte lentement vers la surface entre  $\sim 210$  Ma et 40 Ma (du Trias supérieur à l'Éocène), avec un taux de  $0,09^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , soit une variation de  $15^{\circ}\text{C}$  pour une durée d'approximativement 170 Ma (fig. 4.13a). L'échantillon Ap 36 2007 2 remonte également lentement vers la surface entre  $\sim 130$  Ma et 40 Ma (du Crétacé inférieur à l'Éocène), avec un taux de  $0,1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , soit une variation de  $10^{\circ}\text{C}$  pour une durée d'environ 90 Ma (fig. 4.11a). La modélisation inverse HeFTy indique une dernière pulsation de refroidissement affectant les deux échantillons du mur des failles, de la fin de l'Éocène (aux alentours de 40 Ma) jusqu'à aujourd'hui (fig. 4.11a et 4.13a). Le taux de refroidissement varie entre  $0,8^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  et  $0,5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  (Ap 54 2007 2 et Ap

36 2007 2, respectivement), soit une variation de température d'environ 30 à 20°C en 40 Ma (fig. 4.11a et 4.13a).

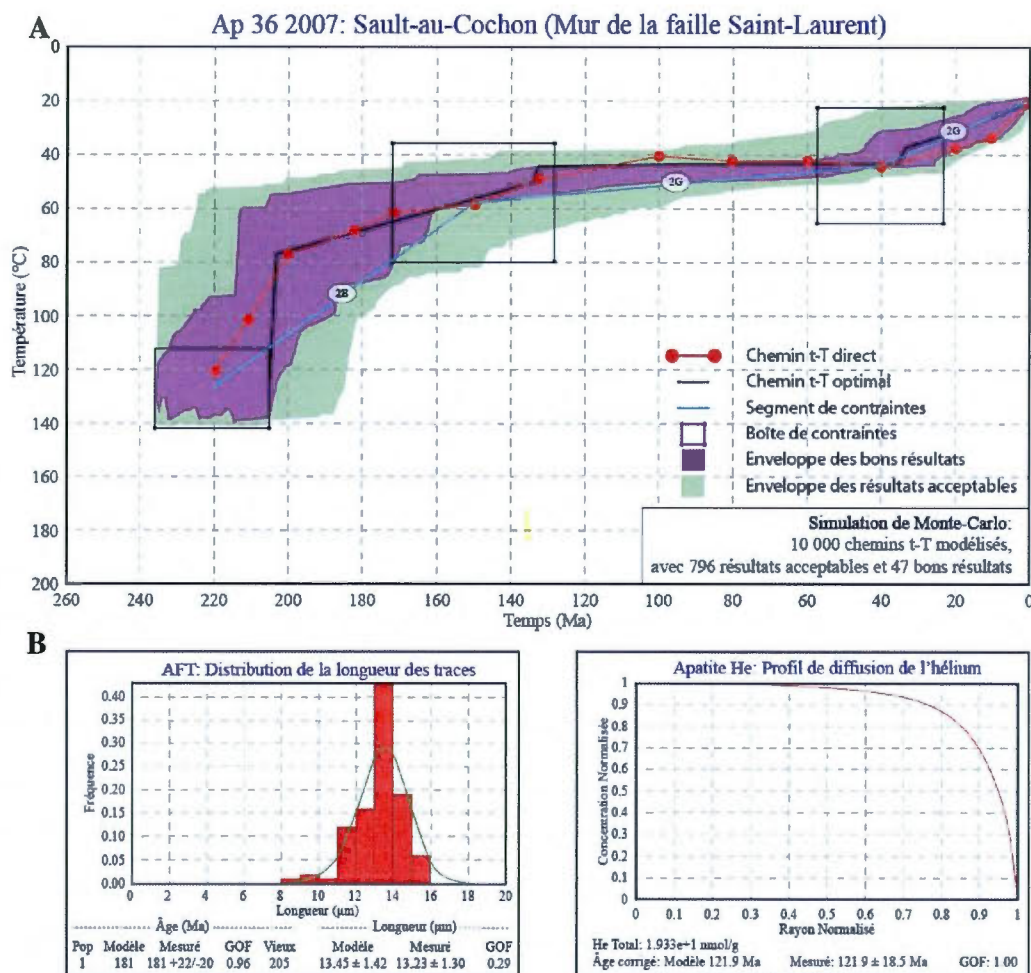
Les modèles inverses HeFTy pour les échantillons du toit des failles Montmorency et Saint-Laurent (échantillons Ap 55 2007 2 et Ap 35 2007 3, respectivement) suggèrent un premier épisode de refroidissement débutant aux alentours de 200-190 Ma (au début du Jurassique inférieur) qui s'est poursuivi jusqu'aux alentours de 160 Ma (Jurassique supérieur) avec un taux entre  $\sim 1,5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  et  $2,0^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  (Ap 35 2007 3 et Ap 55 2007 2, respectivement, fig. 4.10a et 4.12a). La variation de température enregistrée est d'environ 60°C (de 120°C à 60°C) sur environ 30 à 40 Ma (fig. 4.10a et 4.12a). La période de refroidissement des échantillons du toit des failles est significativement plus jeune que celle des échantillons du mur des failles (aux alentours de 250-220 Ma, fig. 4.10a à 4.13a). A la suite de ce premier épisode de refroidissement, les deux échantillons du toit des failles présentent une lente et longue exhumation entre les isothermes 60°C et 50°C, avec des taux de refroidissement faibles (fig. 4.10a et 4.12a). L'échantillon Ap 55 2007 2 remonte lentement vers la surface entre  $\sim 160$  Ma et 25 Ma (du Jurassique Moyen à la fin de l'Éocène), avec un taux de  $0,07^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , soit une variation de 10°C pour une durée de 135 Ma (fig. 4.12a). L'échantillon Ap 35 2007 3 remonte également lentement vers la surface entre  $\sim 160$  Ma et 30 Ma (du Jurassique Moyen-supérieur à la fin de l'Éocène), avec un taux de  $0,08^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , soit une variation de 10°C pour une durée de 130 Ma (fig. 4.10a). La modélisation inverse HeFTy indique une dernière pulsation de refroidissement affectant les deux échantillons du toit des failles du rift Saint-Laurent, de la fin de l'Éocène (aux alentours de 25-30 Ma) jusqu'à aujourd'hui (fig. 4.10a et 4.12a). Le taux de refroidissement, identique pour les deux échantillons, est de  $1,2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , soit une variation de température d'environ 30-35°C sur une durée d'environ 25 à 30 Ma (fig. 4.10a et 4.12a).



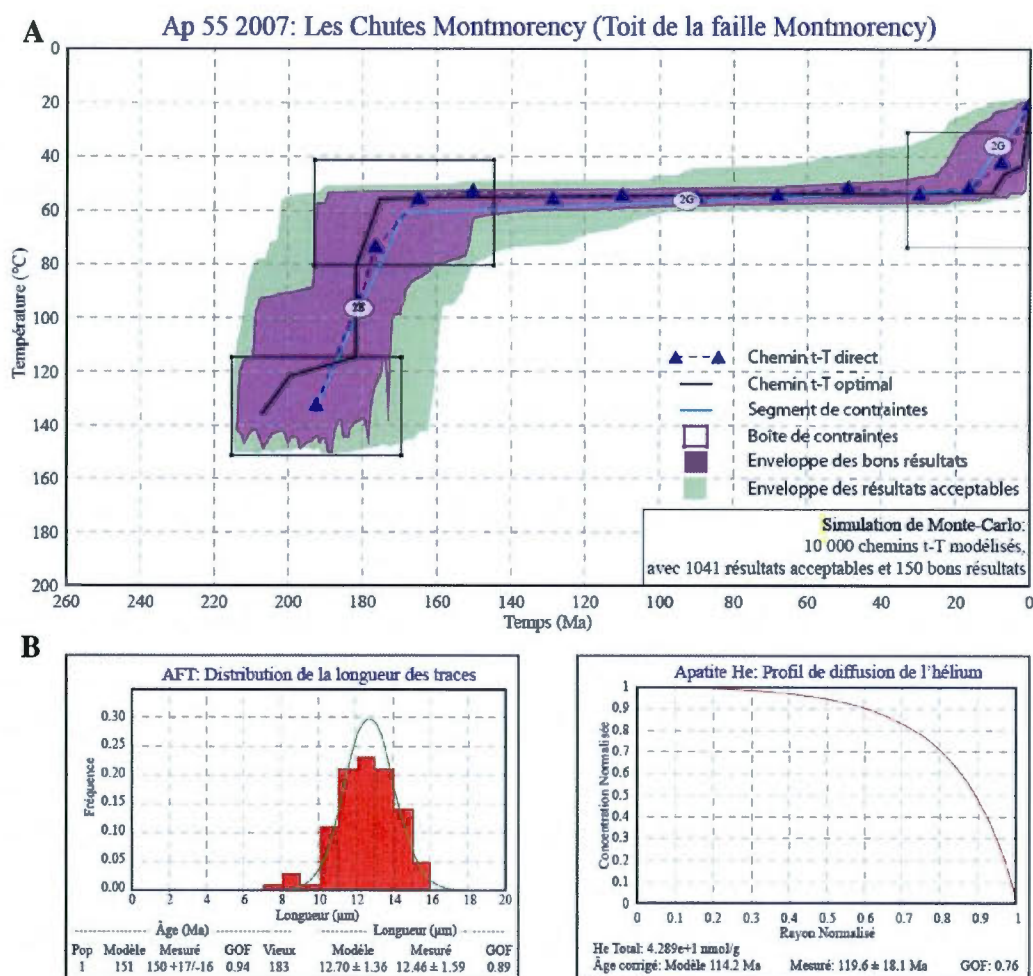


**Figure 4.10** (A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé bleu avec des cercles bleus) de l'échantillon Ap 35 2007, prélevé à Sault-au-Cochon, dans le toit de la faille Saint-Laurent. (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé.

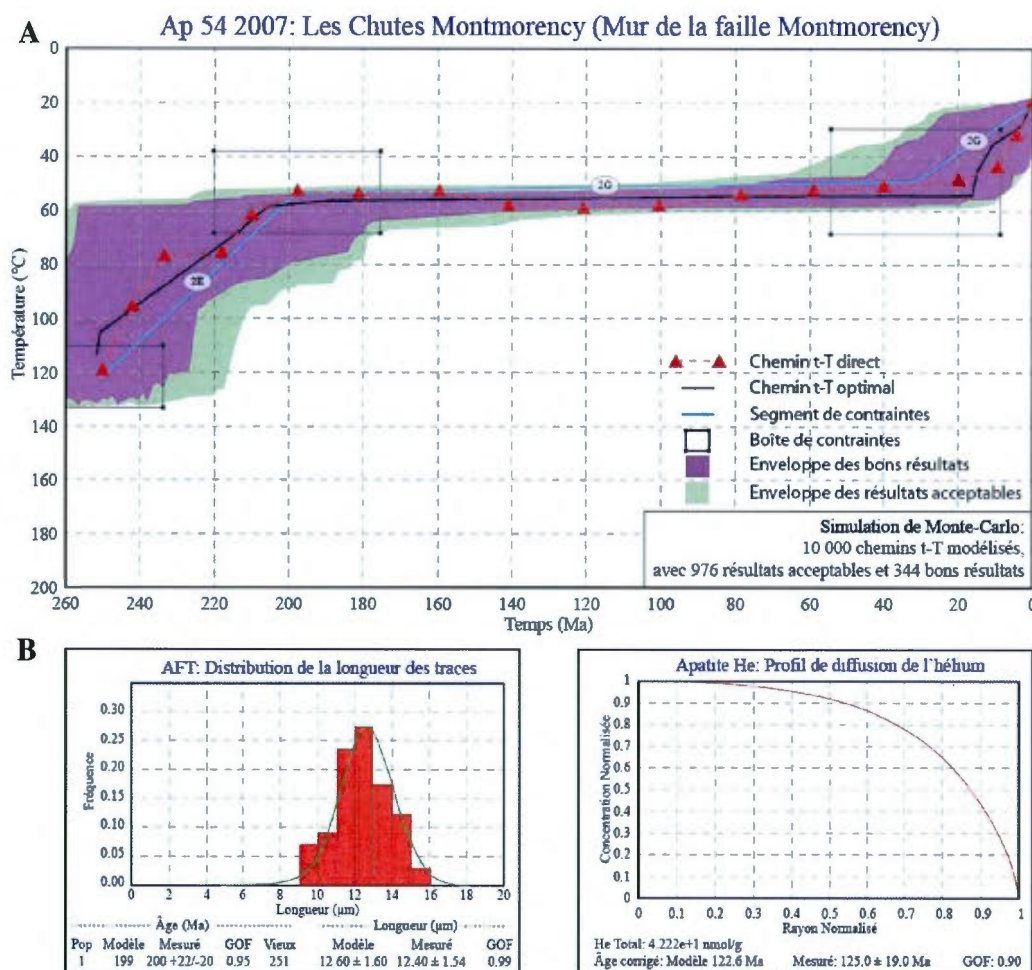




**Figure 4.11** (A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé rouge avec des cercles rouges) de l'échantillon Ap 36 2007, prélevé à Sault-au-Cochon, dans le mur de la faille Saint-Laurent (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé.



**Figure 4.12** (A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé bleu discontinu avec des triangles bleus) de l'échantillon Ap 55 2007, prélevé à la chute Montmorency, dans le toit de la faille Montmorency. (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé.



**Figure 4.13** (A) Reconstitution de l'histoire thermique par modélisation inverse (enveloppe verte et violette) et directe (tracé rouge discontinu avec des triangles rouges) de l'échantillon Ap 54 2007, prélevé à la chute Montmorency, dans le mur de la faille Montmorency. (B) Comparaison des données thermochronologiques mesurées et modélisées : - Distribution des longueurs de traces confinées mesurées (histogramme ; Tremblay et al., 2013) et modélisées (courbe verte) avec comparaison de l'âge AFT mesuré et modélisé ; - profil radial de diffusion de l'hélium modélisé à travers un grain considéré sphérique (courbe rouge) avec comparaison de l'âge AHe mesuré et modélisé.



#### 4.4 Conclusion

On remarque premièrement que les échantillons d'apatite du rift Saint-Laurent livrent des concentrations en  $^4\text{He}$  et en isotopes pères (U, Th, Sm) très hétérogènes. Cette variation est également observable au niveau des âges (U-Th-Sm)/He corrigés. On donnera une explication sur l'origine de cette dispersion des âges AHe dans le chapitre suivant. Certains échantillons se distinguent cependant de par la similitude des résultats de datation dans le toit et le mur des failles. Ces échantillons livrent des âges AHe corrigés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur pour le toit des failles, alors que le mur livre des âges AHe corrigés du Crétacé inférieur. On ne distingue donc aucune discontinuité d'âge AHe entre les échantillons du toit et ceux du mur pour ces échantillons, ce qui contraste avec les résultats obtenus pour les âges AFT (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8). La phase de modélisation a permis ensuite de reconstituer l'histoire thermique des roches situées dans le toit et le mur des failles du rift Saint-Laurent grâce au programme HeFTy (Ketcham, 2009). Malgré des âges AHe similaires, l'évolution de la diffusion de l'hélium à travers le cristal en fonction de la température se distingue entre les échantillons du toit et du mur des failles (fig. 4.10b à 4.13b). Cette différence aboutit donc à une histoire thermique des roches distincte en fonction de leur position relative aux failles, malgré des âges AHe similaires. Ces résultats de modélisation suggèrent ainsi un premier épisode de refroidissement affectant uniquement les roches du mur des failles, entre le Trias inférieur et le Jurassique inférieur. Un second épisode de refroidissement enregistré durant le Jurassique n'affecte, cette fois-ci, que les roches du toit des failles. Ces résultats de modélisation pourront donc être utilisés pour appuyer les différentes interprétations géologiques des âges développées dans la discussion.



## CHAPITRE V

### DISCUSSION

Dans ce dernier chapitre, on abordera d'abord la question de la fiabilité des âges (U-Th-Sm)/He de chaque série d'échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent et on proposera une explication pour les différentes anomalies d'âge observées. La comparaison des résultats de datations (U-Th-Sm)/He avec les âges AFT correspondants (Tremblay et al., 2013) confirme l'hypothèse d'une réactivation des failles du rift Saint-Laurent au cours du Mésozoïque. La modélisation inverse des données AFT et AHe permettra ensuite de reconstituer les différentes phases d'enfouissement et de refroidissement affectant les roches du toit et du mur des failles du rift. Les résultats de modélisation permettront ainsi de délimiter la période de réactivation du système de failles du rift Saint-Laurent au cours du Mésozoïque et d'estimer des taux d'érosion à long terme (entre le Crétacé et l'Eocène) dans un contexte de craton. La présentation des différentes causes régionales à l'origine de la réactivation des failles du rift Saint-Laurent entre le Trias et le Jurassique clôturera ce chapitre.

#### 5.1 Interprétation des données (U-Th-Sm)/He

##### 5.1.1 Problèmes de dispersion des âges et causes possibles

Les résultats de datation (U-Th-Sm)/He sur apatites présentés dans le chapitre précédent révèlent une certaine variabilité. Il y a un certain nombre d'explications possibles à l'origine de ces variations d'âge AHe. Les causes qui peuvent expliquer les anomalies d'âge sont décrites brièvement ci-après :

(1) Les inclusions minérales, fluides ou magmatiques peuvent causer différents problèmes lors de la datation (U-Th-Sm)/He (Farley, 2002 ; section 3.1.3). Cette difficulté a

été d'abord remarquée par Lippolt et al. (1994) et décrite par House et al. (1997). Les inclusions contribuent généralement à l'abondance de l'He, mais pas à celle de l'U et du Th conduisant ainsi à l'obtention d'âges AHe plus anciens (House et al., 1997). Les anomalies d'âge liées à la présence d'inclusions ne sont pas reproductibles, ce qui suffit généralement à les identifier.

(2) La variation de la taille des grains d'apatite peut également causer des problèmes lors de la datation (U-Th-Sm)/He (Farley, 2000 ; Stockli et al., 2000 ; section 3.1.3). Le domaine de diffusion correspond à la taille du grain lui-même, il faut donc s'attendre à une variation des âges AHe en fonction de la dimension des grains d'apatite (Farley, 2000 ; section 3.1.3). Le facteur de taille est somme toute pris en considération lors de la modélisation des histoires thermiques ; la diffusion de l'hélium est alors considérée comme dépendante de la taille du grain. Néanmoins, lorsque les grains d'apatite sont de tailles réduites (i.e. avec une largeur  $\leq 75 \mu\text{m}$ ), les valeurs du facteur de correction  $F_T$  diminuent d'autant plus rapidement et induisent alors une forte imprécision sur les âges AHe corrigés (section 2.5.1 ; fig. 2.13).

(3) La zonation de l'U et du Th peut causer des problèmes lors de la datation (U-Th-Sm)/He (Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2002 ; McDowell et al., 2005 ; section 2.5.2). Meesters et Dunai (2002b) ont ainsi constaté une sévère dépendance des âges AHe obtenus en fonction du type de zonation, en particulier pour les histoires thermiques qui inclut un temps de résidence important dans la zone de rétention partielle. Les grains d'apatite des échantillons du rift Saint-Laurent analysés pour la datation AFT montrent d'ailleurs une distribution hétérogène des traces de fission, impliquant un style de zonation complexe de l'uranium (fig. 2.14). Les anomalies d'âge liées à une zonation de l'U et du Th ne sont pas reproductibles, ce qui suffit généralement à les identifier. L'extrême variabilité en U et en Th ou l'analyse de la variation du rapport U/Th pour chaque échantillon sont également révélatrices de ce phénomène (Ehlers et Farley, 2002).

(4) Les dommages de radiations peuvent également causer des problèmes lors de la datation (U-Th-Sm)/He (Shuster et al., 2006 ; Flowers et al., 2009 ; section 2.2.2). La diffusion de l'hélium à travers l'apatite semble ainsi entravée par les dommages liés aux radiations au sein du réseau cristallin (fig. 2.6). Shuster et al. (2006) et Flowers et al. (2009) ont reconnu que ce processus peut expliquer des âges anormalement vieux. Green et Duddy

(2006) ainsi que Flowers et al. (2009) suggèrent que ce processus est d'autant plus important pour de vieux échantillons (âge (U-Th-Sm)/He  $\geq$  50 Ma), avec une concentration eU (= U + 0,235 Th) supérieure à 5 ppm.

(5) La fragmentation des grains d'apatites peut également causer une dispersion des âges (U-Th-Sm)/He (Brown et al., 2011 ; 2012). Les cristaux se brisent généralement le long des plans de faiblesse, à angle droit de l'axe cristallographique  $c$ , aboutissant généralement à l'absence d'une ou des deux terminaisons du cristal (fig. 3.3). Brown et al. (2011 ; 2012) suggèrent que la modélisation numérique de la diffusion de l' $^4\text{He}$  selon une géométrie sphérique à partir d'un cristal entier considéré comme un prisme hexagonal provoque une dispersion typique des mesures d'âges AHe lorsque les grains ont en réalité une ou deux de leurs terminaisons absentes. Les expériences de Brown et al. (2011 ; 2012) présentent des dispersions d'âges de 40 à 50 % pour des échantillons avec un profil de diffusion de l' $^4\text{He}$  complètement arrondi (fig. 4.13b). Ce problème de fragmentation entraîne une surestimation des âges AHe pour les échantillons ne présentant aucune terminaison et avec un temps de résidence important dans la zone de rétention partielle. Brown et al. (2011 ; 2012) proposent une nouvelle approche utilisant explicitement la dispersion des âges AHe liée à la fragmentation des cristaux pour la modélisation des chemins t-T.

Les inclusions peuvent être à l'origine d'âges anormalement vieux et non reproductibles, facilement décelables (Lippolt et al., 1994 ; House et al., 1997 et Farley, 2002). La taille réduite des grains peut également provoquer pour un même échantillon des âges corrigés probablement trop vieux et avec une forte incertitude (Farley, 2002 ; Farley et Stockli, 2002). L'influence de la taille est également facilement décelable grâce à la mesure des dimensions des grains et le calcul du facteur de correction  $F_T$ . La fragmentation des grains d'apatites peut également expliquer la dispersion des âges AHe et provoquer leur surestimation (Brown et al., 2011 ; 2012). Les dommages de radiations peuvent également être à l'origine d'âges anormalement vieux. Ce phénomène peut être décelé grâce à la corrélation existante entre la concentration eU excessive et les âges AHe (Flowers et al., 2009 et 2007). La zonation est un problème complexe et non résolu qui peut provoquer des âges AHe beaucoup trop récents ou beaucoup trop vieux, non reproductibles. L'extrême variabilité en U et en Th ou l'analyse de

la variation du rapport U/Th pour chaque échantillon sont révélatrices de ce phénomène (Ehlers et Farley, 2002).

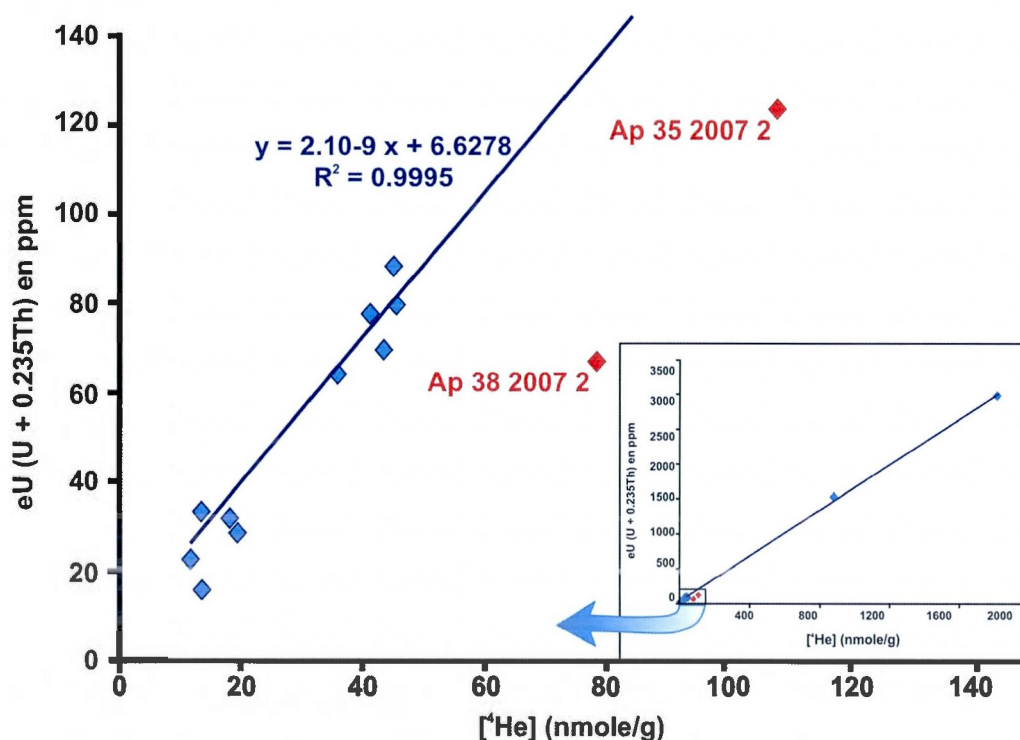
Dans le chapitre précédent, les échantillons prélevés le long des structures du rift Saint-Laurent présentent une dispersion des âges (U-Th-Sm)/He corrigés, qui est plus marquée dans le mur des failles (tabl. 4.7 à 4.8). Sommairement, la variation est aux alentours de 107 Ma dans le toit et de 167 Ma dans le mur des failles. Cette dispersion des âges AHe peut être expliquée en se basant sur les causes énumérées précédemment. Seules quelques séries d'échantillons livrent des âges AHe problématiques et distincts de ceux obtenus pour le même échantillon :

- Les séries Ap 35 2007 2 et Ap 38 2007 2 présentent des âges AHe corrigés vieux de  $226,6 \pm 34,4$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $242,4 \pm 36,8$  Ma ( $2\sigma$ ), respectivement (tabl. 4.7, 4.8 et fig. 4.8). Ces âges sont clairement différents des autres âges obtenus pour les mêmes échantillons et sont plus vieux que les âges AFT correspondants de  $149 \pm 14$  Ma et  $196 \pm 19$  Ma (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8). La variation de l'hélium radiogénique en fonction de la concentration eU donnée dans la figure 5.1 permet de déterminer l'origine de ces anomalies d'âges. Les deux séries d'échantillons Ap 35 2007 2 et Ap 38 2007 2 présentent un excès d'hélium comparativement à la tendance générale observée sur les échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent (fig. 5.1). Cet excès d'hélium semble prouver que des inclusions minérales et/ou fluides sont à l'origine des âges anormalement vieux et distincts des séries Ap 35 2007 2 et Ap 38 2007 2. House et al. (1997) ont en effet constaté que les inclusions vont généralement contribuer à l'abondance de l'He, mais pas à celle de l'U et du Th, conduisant ainsi à l'obtention d'âges plus anciens. On peut donc exclure les résultats des séries d'échantillons Ap 35 2007 2 et Ap 38 2007 2 lors de l'interprétation des âges AHe.

- L'échantillon Ap 37 2007 livre trois âges AHe corrigés similaires (avec l'incertitude) mais probablement trop anciens et avec une importante incertitude. La taille réduite des grains d'apatites des séries Ap 37 2007 1, 2 et 3 semble être à l'origine de ces âges AHe anciens. Les dimensions des grains d'apatites des séries Ap 37 2007 sont faibles : la largeur des grains est en moyenne comprise entre  $60,7 \mu\text{m}$  et  $73,5 \mu\text{m}$  et peut même être inférieure à  $50 \mu\text{m}$  pour certains cristaux d'apatite (tabl. 3.2). La largeur des cristaux est généralement inférieure à  $75 \mu\text{m}$ , valeur limite en deçà de laquelle la correction  $F_T$  diminue rapidement et



une importante imprécision apparaît. Ces séries subissent en effet une correction considérable pour l'effet de l'émission des particules  $\alpha$ . Le facteur  $F_T$  varie entre 0,56 et 0,62 et est inférieur à la valeur limite généralement admise lors de telles datations ( $\leq 0,65$  ; Farley, 2002 ; tabl. 4.7). Malgré des âges AHe non corrigés très proches et similaires à ceux des autres séries d'échantillons du toit des failles du rift (entre  $91,6 \pm 14,2$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $103,6 \pm 15,7$  Ma ( $2\sigma$ ) ; tabl. 4.6) ; la correction considérable appliquée engendre des âges AHe des séries Ap 37 2007 1, 2 et 3 trop vieux et avec une trop grande imprécision. Ils varient entre  $138,8 \pm 21,1$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $159,7 \pm 24,2$  Ma ( $2\sigma$ ). La série Ap 37 2007 3, avec un âge AHe de  $138,8 \pm 21,1$  Ma ( $2\sigma$ ), présente le facteur  $F_T$  le plus élevé (0,62 ; tabl. 4.7). L'âge de cette série se rapproche le plus de l'âge AHe moyen enregistré dans les échantillons du toit des failles, malgré une certaine imprécision.



**Figure 5.1** Évolution de la teneur en hélium en fonction de la concentration eU (ppm) pour les échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent. Les échantillons Ap 35 2007 1 et 3 n'apparaissent pas dans la fenêtre graphique puisque leurs concentrations en <sup>4</sup>He et en eU sont beaucoup trop élevées, mais sont pris en considération dans la courbe de tendance bleue.

- Les séries Ap 36 2007 1 et Ap 54 2007 1 provenant du mur des failles du rift Saint-Laurent livrent des âges AHe corrigés de  $169,1 \pm 25,7$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $80,5 \pm 12,2$  Ma ( $2\sigma$ ), respectivement (tabl. 4.8). Ces âges AHe semblent éloignés de l'âge moyen du Crétacé inférieur (entre  $125,0$  Ma  $\pm 19,0$  ( $2\sigma$ ) et  $110,6$  Ma  $\pm 16,8$  ( $2\sigma$ ) ; tabl. 4.8) mais avec les importantes incertitudes (15% ( $2\sigma$ )), ils ne représentent pas non plus d'importantes et distinguables anomalies. Les deux séries livrent un âge AHe 35 % plus vieux ou plus récent en comparaison avec les âges AHe limites de  $125,0$  Ma  $\pm 19,0$  ( $2\sigma$ ) et de  $110,6$  Ma  $\pm 16,8$  ( $2\sigma$ ). Ces faibles variations d'âges semblent souligner certains problèmes actuels de la méthode de datation (U-Th-Sm)/He : (1) la zonation des isotopes pères (section 2.5.2), (2) le ralentissement de la diffusion de l'hélium par accumulation des dommages de radiation (section 2.2.2) (3) la fragmentation des cristaux d'apatites lors de la séparation de la roche hôte (Brown et al., 2012 ; 2011). Concernant la série Ap 36 2007 1, le vieillissement de l'âge AHe n'est probablement pas lié à la fragmentation des cristaux d'apatites. On a certes analysé des fragments d'apatites pour cette série mais la majorité des échantillons a souvent présenté des grains d'apatites avec une ou deux terminaisons manquantes (fig. 3.3). Ainsi, ce phénomène devrait provoquer l'apparition d'une dispersion des âges sur une majorité des échantillons, mais ce n'est pas le cas (tabl. 4.8). De plus, la série Ap 36 2007 1 livre une concentration en eU de plus de 5 ppm (15,63 ppm ; tabl. 4.8), avec un âge AHe corrigé supérieur à 50 Ma ( $169,1 \pm 25,7$  Ma ( $2\sigma$ )). On peut donc s'attendre également à une implication des dommages de radiation dans le vieillissement de l'âge AHe de la série Ap 36 2007 1. Néanmoins, la majorité des échantillons ont des concentrations eU excessivement supérieures à 5 ppm (entre 15,6 et 2969,9 ppm ; tabl. 4.8) avec des âges AHe corrigés plus vieux que 50 Ma (tabl. 4.8). De plus, l'effet de l'accumulation des dommages de radiation a été pris en compte lors de la modélisation directe des âges AHe corrigés et du profil de diffusion de l'hélium pour l'ensemble des échantillons. Il est donc peu probable que l'anomalie d'âge AHe de la série Ap 36 2007 1 soit le résultat de la rétention de l'hélium par accumulation des dommages de radiations. Finalement, il est possible que la zonation de l'U et du Th soit à l'origine de l'anomalie d'âge de la série Ap 36 2007 1. Les deux isotopes pères semblent donc concentrés au cœur des cristaux d'apatite. Le degré de variation du rapport U/Th (ou Th/U donné dans le tabl. 4.3) entre les séries d'un échantillon peut être un indicateur d'une éventuelle zonation. En effet, la variation de ce rapport pour les séries de

l'Ap 36 2007 est importante : environ 44 % (tabl. 4.3). Comparativement, les variations du rapport U/Th pour les échantillons sans anomalies d'âge AHe (à l'exception de l'Ap 37 2007) sont moins élevées : entre 8 et 25 % (tabl. 4.3). On ne tient pas compte de la variation du rapport de l'échantillon Ap 37 2007 puisqu'il présente de trop faibles teneurs en U et en Th, probablement à l'origine de cette grande variabilité de rapport entre chaque série (de 12 % à 56 %). Concernant la série Ap 54 2007 1, la seule cause envisageable à l'origine d'un âge AHe corrigé plus jeune est la zonation de l'U et du Th, qui sont probablement concentrés en bordure des cristaux d'apatites. On remarque en effet que la variation de ce rapport pour les séries de l'Ap 54 2007 est également importante : environ 34 % (tabl. 4.3). Il est donc possible que les variations d'âge AHe des deux séries Ap 36 2007 1 et Ap 54 2007 1 soit provoquées par une zonation de l'U et du Th au sein des grains d'apatites.

### 5.1.2 Interprétation et comparaison des âges AHe et AFT

La distribution des âges AHe et AFT (Tremblay et al., 2013) des six échantillons prélevés le long du système de faille du rift Saint-Laurent est donnée en détail dans la figure 5.2. Certains résultats de datations ont été exclus de l'interprétation et du calcul des âges moyens du toit et du mur des failles du rift. Parmi les 14 âges AHe obtenus initialement, on a choisi d'exclure ceux obtenus pour les séries Ap 35 2007 2 et Ap 38 2007 2, qui sont différents et plus vieux que les âges AFT correspondants (section 5.1.1). Les résultats de datation des séries Ap 37 2007 1 et 2 ont également été exclus ; la taille réduite des grains et la faible valeur du facteur de correction  $F_T$  provoque probablement une imprécision et un vieillissement trop important des âges AHe. Parmi les trois séries de l'Ap 37 2007, seule la série Ap 37 2007 3 a été retenue puisqu'elle présente le facteur  $F_T$  le plus élevé (0,62; tabl. 4.7) et se rapproche le plus de l'âge AHe moyen enregistré dans les échantillons du toit des failles (section 5.1.1). Bien qu'il soit difficile de discerner la cause de la dispersion des âges AHe des séries Ap 36 2007 1 et Ap 54 2007 1, on a choisi de les exclure pour l'interprétation et le calcul moyen des âges (U-Th-Sm)/He. On considère que les âges AHe trop vieux (Ap 36 2007 1) ou trop jeune (Ap 54 2007 1) sont probablement le résultat d'une zonation des isotopes pères (U, Th).

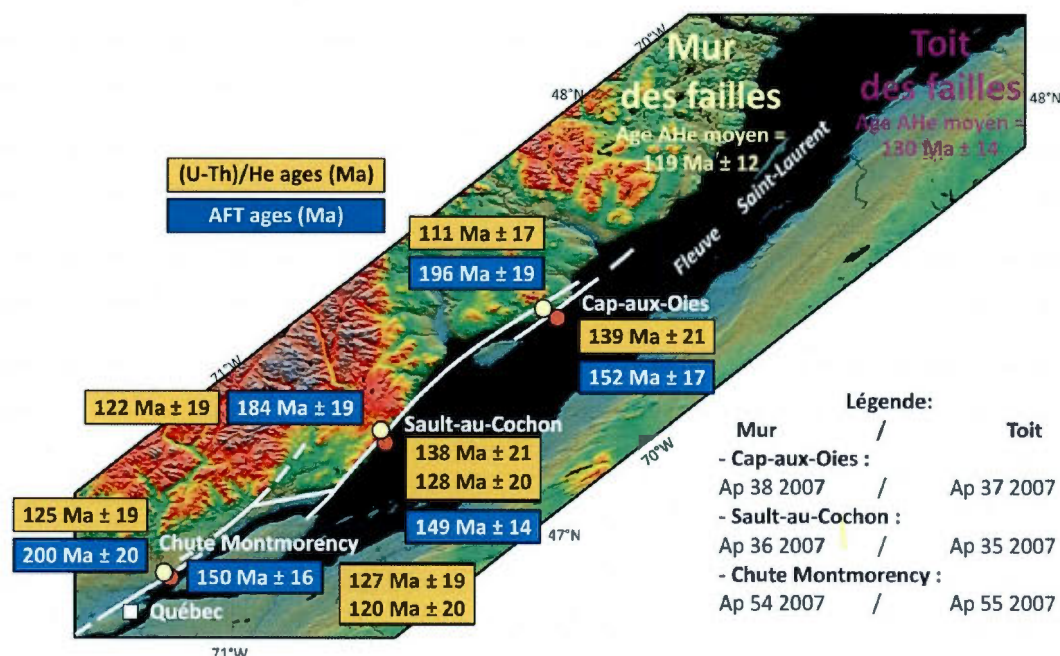


Malgré l'exclusion d'un certain nombre de données d'âges AHe (6 analyses (U-Th-Sm)/He sur 14), la combinaison des données AHe et AFT permet de mettre en évidence la réactivation du système de faille du rift Saint-Laurent durant le Mésozoïque, établie auparavant par les travaux de Tremblay et al. (2013). Cette étude fait office d'exception puisqu'il est souvent difficile de concilier les deux méthodes thermochronologiques (House et al., 1997). Green et al. (2006) soulignent effectivement le nombre d'études thermochronologiques (une dizaine) où les données AHe sont incohérentes avec les données AFT (Persano et al., 2002 ; Spotilla et al., 2004 ; Hendriks et Redfield, 2005 ; Belton et al., 2004 ; Crowhurst et al., 2004 et Soderlund et al., 2005). Selon Green et al. (2006), l'obtention d'âge AHe plus vieux que les âges AFT est le résultat d'un changement des propriétés de rétention de l'hélium dans l'apatite au cours du temps (section 2.2.2).

En s'appuyant sur les évidences de terrain (section 1.2.1) et sur les données AFT (Tremblay et al., 2013), on a considéré un mouvement purement vertical des failles du rift, permettant ainsi de calculer des moyennes d'âge AHe pour les échantillons du mur et pour ceux du toit des failles. Selon les trois localités situées le long du système de failles du rift Saint-Laurent, les roches du toit des failles ont livré un âge (U-Th-Sm)/He du Crétacé inférieur variant entre  $138,8 \pm 21,1$  Ma et  $119,6 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ ) (fig. 5.2 et tabl. 4.8). L'âge moyen obtenu à partir des résultats des 5 séries d'échantillons du toit est de  $130,4$  Ma  $\pm 14,4$  Ma ( $2\sigma$ ), soit du Crétacé inférieur. Les roches du mur des failles ont également livré un âge (U-Th-Sm)/He du Crétacé inférieur variant entre  $125,0$  Ma  $\pm 19,0$  et  $110,6 \pm 16,8$  Ma ( $2\sigma$ ) (fig. 5.2 et tabl. 4.8). L'âge moyen obtenu à partir des résultats des 3 séries d'échantillons du mur est de  $119,2$  Ma  $\pm 12,4$  Ma ( $2\sigma$ ), soit du Crétacé inférieur. Aucune discontinuité d'âge AHe n'apparaît entre les échantillons du toit et du mur des failles du rift (fig. 5.2). L'âge moyen obtenu est donc du Crétacé inférieur quelles que soient la localité et la position structurale des échantillons de roche. Comparativement, les roches du toit des failles ont livré un âge AFT Jurassique supérieur, variant entre  $152 \pm 17$  Ma et  $149 \pm 14$  Ma (Tremblay et al., 2013 ; fig. 5.2 et tabl. 4.8). Les roches du mur des failles ont livré un âge AFT plus ancien, fin Triassique-début Jurassique et variant entre  $200 \pm 20$  Ma et  $184 \pm 19$  Ma (Tremblay et al., 2013 ; fig. 5.2 et tabl. 4.8). La discontinuité d'âge entre les échantillons du toit et du mur des failles obtenue avec les données de datation AFT n'apparaît plus pour les données de datation (U-Th-Sm)/He (fig. 5.2). Selon Tremblay et al. (2013), la discontinuité de ces âges AFT



soutenue par le décalage des âges AFT enregistré dans la région de la rivière Saguenay est attribuable à une réactivation des structures du rift Saint-Laurent au cours du Trias (section 1.2.2). Le fait que l'âge AFT d'environ 200 Ma est enregistré uniquement dans le mur des failles du rift suggère que cet épisode de refroidissement ne peut pas être attribué uniquement à l'érosion ou à un rééquilibrage thermique, auquel cas les âges AFT devraient être préservés dans le toit et le mur des failles (Tremblay et al., 2013). Un premier épisode de refroidissement lié à la réactivation des structures est donc enregistré aux alentours de 200 Ma et n'affecte que les roches du mur des failles étudiées. Tremblay et al. (2013) soutiennent également que les âges AFT plus récent d'environ 150 Ma sont attribuables à une réactivation tardive (Jurassique) locale des structures du rift Saint-Laurent (section 1.2.2). Un second épisode de refroidissement lié à la réactivation des structures est donc enregistré aux alentours de 150 Ma et n'affecte cette fois-ci que les roches du toit des failles étudiées. La continuité des âges AHe entre les échantillons du toit et du mur des failles indique en conséquence que les différents épisodes d'exhumation tectonique des roches grenvilliennes le long du système de failles du Saint-Laurent ne semblent pas avoir perduré dans le temps, i.e. au-delà du Jurassique supérieur.



**Figure 5.2** Comparaison des résultats de datations (U-Th-Sm)/He sur apatites et AFT des échantillons du rift Saint-Laurent (modifiée de Tremblay et al., 2010). Seuls les âges AHe pris en considération pour l'interprétation géologique sont représentés.

## 5.2 Principales phases d'enfouissement et de refroidissement

### 5.2.1 La période anté-triasique

La phase de modélisation a permis de reconstituer l'histoire thermique des roches situées dans le toit et le mur des failles majeures du rift Saint-Laurent grâce au programme HeFTy (Ketcham, 2009 ; fig. 4.10 à 4.13). Les résultats de datations AHe et AFT (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8) obtenus permettent premièrement de confirmer que les roches cristallines grenvilliennes, maintenant à la surface dans la région (fig. 1.1), ont été auparavant enfouies durant le Paléozoïque à une assez grande profondeur où les systèmes TF et (U-Th-Sm)/He sur apatites ont été remis à zéro. Ces roches formant le socle précambrien ont ainsi été recouvertes par la séquence sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent durant le Cambro-Ordovicien (section 1.1.3). Le gradient de réflectance équivalente de vitrine et le niveau de maturation thermique dans la séquence sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent ont permis d'estimer les épaisseurs d'enfouissement (Héroux et Bertrand, 1991). Ces épaisseurs estimées entre 5,6 et 7,5 km dans la vallée du fleuve Saint-Laurent (Héroux et

Bertrand, 1991) sont en accord avec une complète remise à zéro des deux thermochronomètres dans les roches du socle précambrien sous-jacentes, en supposant un gradient géothermique moyen de 25°C/km.

### 5.2.2 Le Trias

D'après l'inversion des données AHe et AFT (section 4.3.2 ; fig. 4.10 à 4.13), les histoires thermiques modélisées varient distinctement entre les échantillons du toit (Ap 55 2007 et Ap 35 2007) et ceux du mur des failles du rift (Ap 54 2007 et Ap 36 2007 ; fig. 4.10 à 4.13). Un premier épisode de refroidissement a été enregistré pour les deux transects à travers le système de failles du rift Saint-Laurent : les transects de la chute Montmorency et de Sault-au-Cochon. Cet événement semble affecter uniquement les roches du mur des failles entre le Trias inférieur à supérieur (~ 250-220 Ma) et le Jurassique inférieur (~210-190 Ma ; fig. 4.11a et 4.13a). Les échantillons du mur traversent la zone de recuit partielle des traces de fission, comprise entre 110°C et 60°C, avec un taux de refroidissement variant entre ~1,4°C/Ma et 2,0°C/Ma (Ap 54 2007 2 et Ap 36 2007 2, respectivement ; fig. 4.11a, 4.13a et 5.3). Durant cette même période, les échantillons du toit des failles du rift (Ap 55 2007 et Ap 35 2007) restent plus en profondeur dans la croûte, où la température est assez élevée, i.e. supérieure à la température de fermeture des TF (100°C ± 10°C), maintenant ainsi les deux thermochronomètres à zéro (fig. 4.10a, 4.12a et 5.3). Les échantillons du socle grenvillien dans le toit des failles du rift sont donc enfouis sous la couverture sédimentaire paléozoïque (ou plus jeunes ?) qui est actuellement préservée dans la plateforme des Basses-Terres du Saint-Laurent et les unités équivalentes de l'estuaire du Saint-Laurent (fig. 5.3). Ces résultats d'inversion semblent confirmer l'hypothèse de Tremblay et al. (2013) : la discontinuité des âges AFT le long du graben du Saguenay est la preuve d'un épisode en jeu normal des failles du rift aux alentours de 250-200 Ma. Comme pour la région du Saguenay, la discontinuité des âges AFT des échantillons est donc le résultat d'une première réactivation en jeu normal des failles du rift Saint-Laurent durant le Trias (entre ~250 Ma et 190 Ma ; fig. 5.3). Les roches du mur remontent donc vers la surface tandis que les roches du toit restent enfouies, indiquant un mouvement normal (fig. 5.3).



### 5.2.3 Le Jurassique

La modélisation inverse des données AFT et AHe montre pour les deux transects, un second épisode de refroidissement n'affectant, cette fois-ci, que les roches du toit des failles (Ap 35 2007 et Ap 55 2007 ; fig. 4.10 et 4.12). Il débute aux alentours de 200-190 Ma (au début du Jurassique inférieur) et se poursuit jusqu'aux alentours de 160 Ma (Jurassique supérieur). Les échantillons du toit traversent la zone de recuit partielle des traces de fission, comprise entre 110°C et 60°C, avec un taux de refroidissement variant entre  $\sim 1,5^\circ\text{C}/\text{Ma}$  et  $2,0^\circ\text{C}/\text{Ma}$  (Ap 35 2007 3 et Ap 55 2007 2 respectivement ; fig. 4.10a et 4.12a). La période de refroidissement des échantillons du toit des failles est significativement plus récente que celle des échantillons du mur des failles (aux alentours de 250-220 Ma ; fig. 4.10a à 4.13a). Durant cette période, les roches du mur présentent une lente et longue exhumation dans la zone de rétention partielle de l'hélium (entre 60°C et 40°C) qui se poursuit jusqu'à l'Éocène (fig. 4.11a et 4.13a). Ce second épisode de refroidissement basé sur les modèles d'inversion confirme également l'hypothèse de Tremblay et al. (2013) : les âges AFT plus jeunes dans le toit des failles (entre  $152 \pm 17$  Ma et  $149 \pm 14$  Ma) sont le résultat d'une seconde réactivation des failles du rift caractérisée par un mouvement inverse aux alentours de 150 Ma (Jurassique supérieur). Durant cette seconde phase, les roches du toit remontent donc vers la surface tandis que les roches du mur restent enfouies à des températures de 60°C, indiquant un mouvement inverse des failles du rift (fig. 4.10 à 4.13 et 5.3). Sachant que la période d'exhumation des roches du toit des failles est d'environ 40 à 30 Ma (entre 200-190 Ma et 160 Ma) et que la variation de température est aux alentours de 60°C (fig. 4.10a et 4.12a), alors 2,4 km à 4,0 km de matériel a probablement été supprimé dans le toit des failles, en considérant respectivement un gradient géothermique de  $25^\circ\text{C}/\text{km}$  et de  $15^\circ\text{C}/\text{km}$ . Ces résultats coïncident avec ceux obtenus par Tremblay et al. (2013) où environ 2 à 4 km de matériel semblent avoir été ôtés dans le toit des failles du rift, dépendamment du gradient géothermique ( $25^\circ\text{C}/\text{km}$  vs  $15^\circ\text{C}/\text{km}$ ). Toutefois, si le flux de chaleur actuel dans la vallée du Saint-Laurent, qui est d'environ  $50 \text{ mW}/\text{m}^2$  (Mareschal et al., 2000), était grossièrement le même à la fin du Jurassique ; le plus bas gradient géothermique de  $15^\circ\text{C}/\text{km}$  doit être appliqué. Les estimations actuelles du déplacement des failles normales sont de 2 km ou moins (section 1.2.1), laissant ainsi une différence maximale de 2 km qui pourrait être facilement expliqué par un mouvement inverse plus récent des failles.



Selon Tremblay et al. (2013), la discontinuité des âges AFT le long du système de failles du rift Saint-Laurent et du graben du Saguenay est interprétée comme le résultat d'un jeu normal des failles à la fin du Trias (aux alentours de 200 Ma), suivie d'une inversion tectonique locale qui débute au Jurassique (aux alentours de 150 Ma) et se prolonge éventuellement jusqu'au début du Crétacé. La modélisation inverse des données AHe et AFT de cette étude confirme les interprétations de Tremblay et al. (2013). Cependant, les données de traces de fission sur apatites ne permettent pas de délimiter la fin de l'exhumation tectonique puisque cette méthode ne peut fournir d'informations sur le refroidissement des roches pour des températures situées en dessous de 50-60°C (i.e. dans la croûte superficielle). En revanche, la méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite est sensible à une gamme de température comprise entre ~ 80 et 40°C et permet alors de fournir des informations supplémentaires sur les derniers stades de refroidissement de la roche. Cette méthode de basse température a donc permis de délimiter la fin de cette période de réactivation jurassique. Les résultats de datations AHe indiquent ainsi un âge Crétacé inférieur pour l'ensemble des échantillons de roches, quelle que soit leur position structurale. Cette absence de discontinuité dans les âges AHe indique que l'inversion tectonique ne s'étend pas au-delà du Jurassique supérieur. Cette interprétation est appuyée par la modélisation inverse des échantillons du toit et du mur des failles qui a mis en évidence un second épisode de refroidissement qui s'étend uniquement jusqu'au Jurassique supérieur (aux alentours de 160 Ma, fig. 4.10 et 4.12).

#### 5.2.4 Du Crétacé à l'actuel

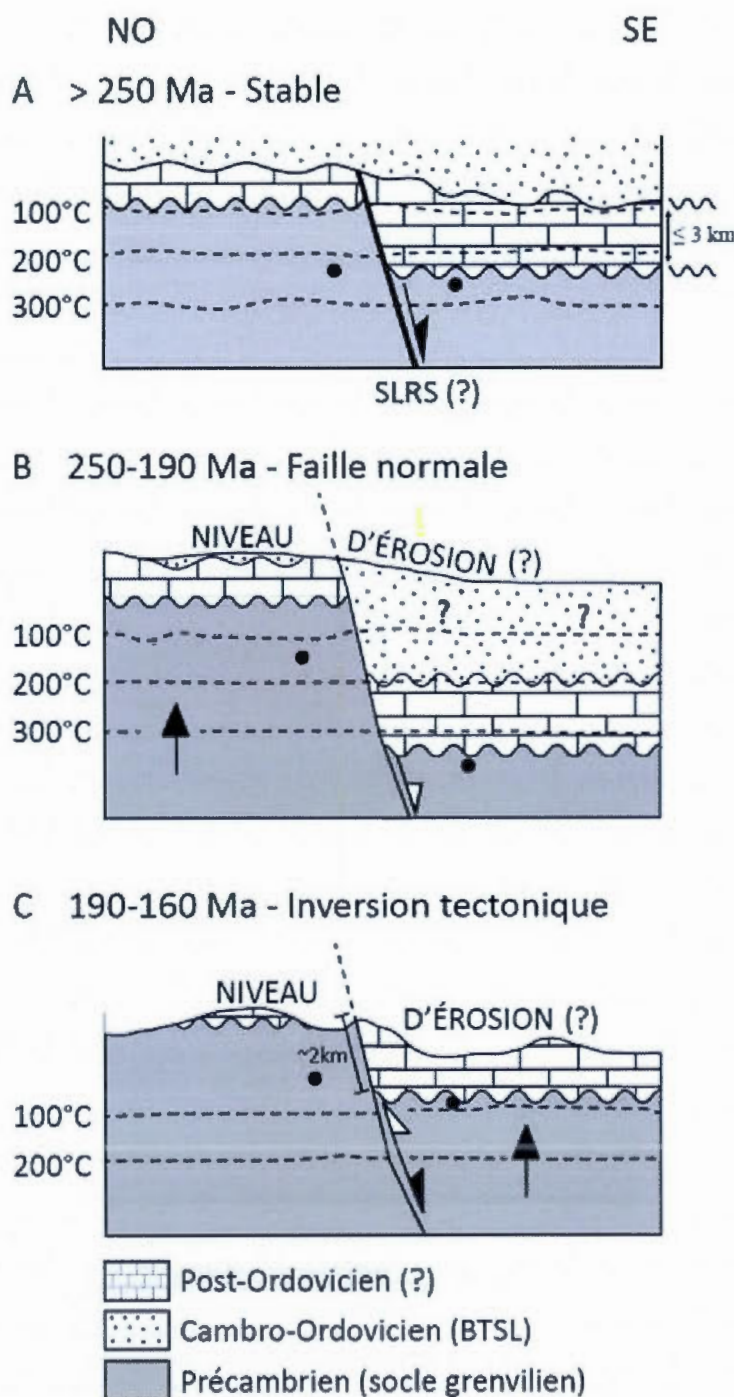
Les données AHe déterminées dans le cadre de ce projet apportent des informations supplémentaires à l'étude AFT de Tremblay et al. (2013), en particulier pour les épisodes d'exhumation postérieurs à l'inversion tectonique jurassique. Ainsi, la modélisation inverse suggère à la suite des deux épisodes de refroidissement, une lente et longue exhumation dans la zone de rétention partielle de l'hélium (entre 60°C et 40°C) des échantillons du toit et du mur des failles (fig. 4.10 à 4.13). Cette exhumation qui perdure jusqu'à l'Éocène présente des taux de refroidissement relativement faibles et similaires entre échantillons du toit et du mur des failles. Il varie entre 0,09°C/Ma (Ap 54 2007) et 0,1°C/Ma (Ap 36 2007) pour les échantillons du mur des failles, ce qui représente un taux moyen de 0,006 mm/an pour une période variant entre 170 et 90 Ma. Il varie entre 0,07°C/Ma (Ap 55 2007) et 0,08°C/Ma (Ap

35 2007) pour les échantillons du toit des failles, ce qui représente un taux moyen de 0,005 mm/an pour une période variant entre 130 et 135 Ma. Les taux de refroidissement relativement faibles et affectant uniformément les roches du toit et du mur des failles du rift Saint-Laurent semblent suggérer une phase d'érosion. Une comparaison avec des taux de dénudation dans un contexte similaire permettra ou non de confirmer une phase d'érosion.

On considère que du Crétacé à l'Éocène, le rift Saint-Laurent est situé dans une zone continentale stable, i.e. en bordure du craton canadien et suffisamment éloigné du rift de l'océan Atlantique. Les taux de dénudation pour de longues périodes (10-100 Ma) dans le domaine continental sont généralement difficiles à quantifier et les valeurs publiées sont très variables. Cette dispersion est en partie causée par les différences notables de taux d'érosion enregistré entre le long terme ( $10^7$ - $10^8$  ans) et le court terme ( $10^5$  ans) (Flowers et al., 2006). Les études conventionnelles de dénudation de cratons telles que la datation par isotopes cosmogéniques ou les observations géomorphologiques sont basées sur l'évolution du paysage et du taux d'érosion pour de courtes périodes (Flowers et al., 2006). Par exemple, Brown et al. (1992 ; 1994) proposent des taux de dénudation extrêmement bas qui sont basés sur des datations d'isotopes cosmogéniques : 3-8 mm/an pour le craton ouest-africain et 1 mm/an pour le mont Roraima, dans le craton guyanais. Fairbridge et Finkl (1980) se basent sur des évidences géomorphologiques et suggèrent un taux de dénudation pour le long terme de 0,1-0,2 mm/an, pour le craton Yilgarn (Australie). Cependant, l'extrapolation de taux de dénudation évalué sur le court terme et appliqué à des phénomènes d'érosion enregistré sur des centaines de millions d'années, à des taux extrêmement bas pour des domaines continentaux stables est peu adéquate (Harman et al., 1998 ; Flowers et al., 2006). De récentes études, basées sur des datations AFT et AHe dans des domaines continentaux stables tels que le craton du Brésil (Harman et al., 1998), du Canada (Osadetz et al., 2002 ; Flowers et al., 2006) et en Australie (Kohn et al., 2002 ; Belton et al., 2004) permettent d'établir des taux de dénudation pour de longues périodes. Harman et al. (1998) ont ainsi déterminé un taux de dénudation des cratons Guaporé et São Francisco (au nord du Brésil), à partir de la datation AFT d'une quarantaine d'échantillons. En considérant un gradient géothermique compris entre 15°C/km et 30°C/km, Harman et al. (1998) ont estimé que 7 à 3 km de matériel a été érodé depuis 130 Ma, soit un taux de dénudation variant entre 0,050 et 0,020 mm/an. Belton et al. (2004) ont combiné les méthodes thermochronologiques AFT et AHe et les

radionucléides cosmogéniques dans le but de mesurer respectivement les taux de dénudation à long ( $\geq 10$  Ma) et court terme ( $\leq 1$  Ma) dans la province de Davenport, en Australie. Les résultats AFT et AHe permettent ainsi de donner des taux de dénudation sur le long terme : au Jurassique, les valeurs atteignent 0,017 mm/an, ensuite au Tertiaire les valeurs sont d'environ 0,0045 mm/an (Belton et al., 2004). Kohn et al. (2002) ont défini une chronologie de la dénudation de l'Australie et plus particulièrement des cratons Yilgarn et Galwer à partir d'une série de plus de 1 000 analyses AFT. Le taux de dénudation moyen obtenu sur l'ensemble des régions géologiques étudiées est de 0,010 mm/an, depuis 300 Ma. Flowers et al. (2006) ont établi également un taux de dénudation dans la partie occidentale du Bouclier canadien (région du Lac Athabasca) à partir d'analyses (U-Th-Sm)/He sur zircon et sur apatite. Les résultats de datation impliquent un taux de dénudation inférieur à 0,0025 mm/an depuis 1,7 Ga. Finalement, les taux de dénudation sur le long terme dans des domaines cratoniques varient entre 0,0025 mm/an et 0,050 mm/an. Les taux de refroidissement établi pour les échantillons du rift Saint-Laurent (0,006 et 0,005 mm/an) sont du même ordre de grandeur que le taux de dénudation déterminé dans la partie ouest du Bouclier canadien (Flowers et al. 2006 ; 0,0025 mm/an) et suggèrent donc une phase d'érosion à partir du Crétacé jusqu'à l'Éocène qui affecte uniformément les roches du toit et du mur des failles du rift. Cette étude thermochronologique a donc permis d'estimer les premiers taux d'érosion à long terme dans la bordure est du craton canadien (section 5.2).

La modélisation inverse HeFTy indique finalement une accélération du refroidissement pour l'ensemble des échantillons depuis l'Éocène jusqu'à aujourd'hui (fig. 4.10 à 4.13). Cet épisode de refroidissement est enregistré pour des températures supérieures à 40°C. Étant donné que cette température correspond à la limite de résolution des méthodes thermochronologiques, cette accélération dans l'exhumation des roches est difficilement interprétable. Elle peut correspondre à un artefact des méthodes adoptées.



**Figure 5.3** Évolution du système de failles du rift Saint-Laurent entre 250 et 160 Ma (schéma A-C). Les points noirs représentent la position relative de la paire d'échantillons analysés dans le toit et le mur des failles du rift Saint-Laurent. Les lignes noires pointillées représentent les isothermes de la croûte supérieure. BTSL = Basses-Terres du Saint-Laurent. Le rejet induit des failles du rift du Saint-Laurent est estimé à environ 2 km (modifiée de Tremblay et al., 2013).



### 5.3 Les causes de la réactivation du système de failles du rift Saint-Laurent

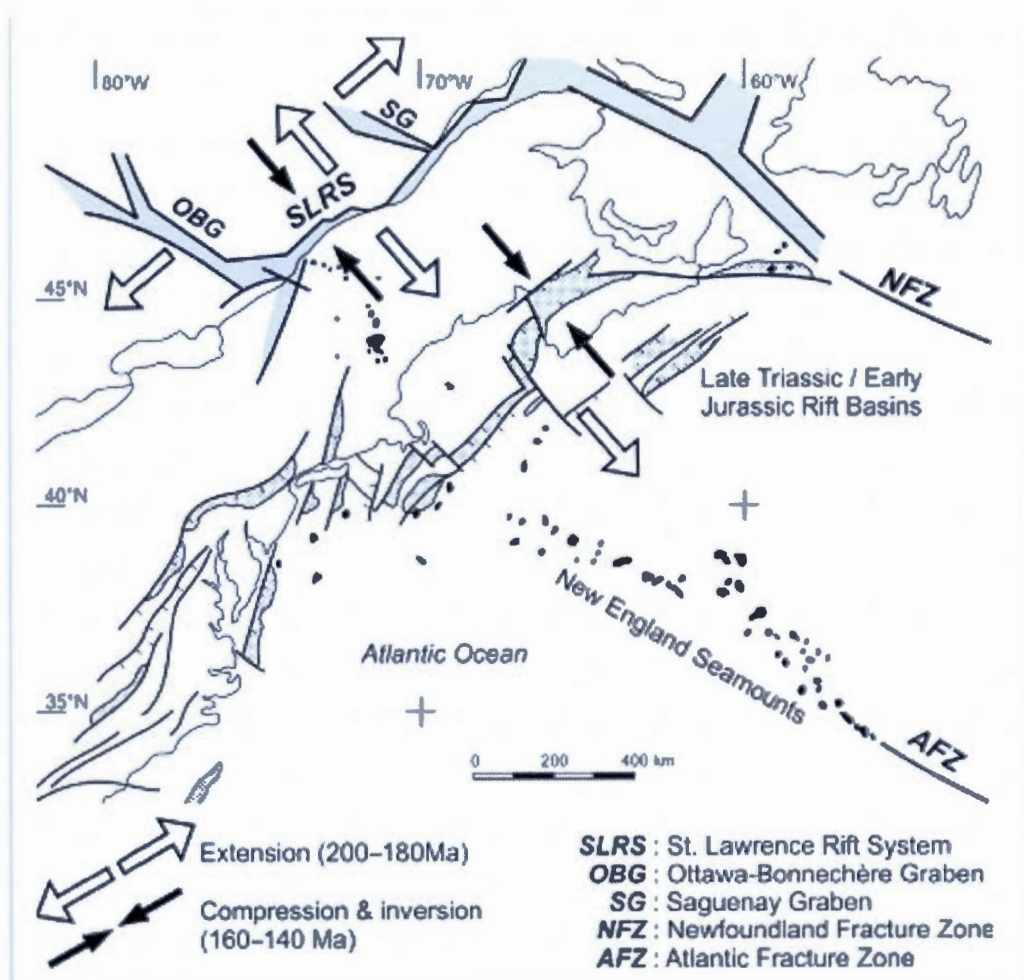
#### 5.3.1 Le démantèlement de la Pangée et les premières phases de rifting de l'océan Atlantique

La réactivation des failles du rift Saint-Laurent en jeu normal découle d'une phase d'extension aux alentours de 250-190 Ma. Selon Tremblay et al. (2013), cette phase d'extension est liée à la surrection tectonique de la bordure est du craton nord-américain lors du démantèlement de la Pangée au Trias et des premières phases de rifting de l'océan Atlantique au début du Jurassique (Withjack et al., 1998 ; Withjack et Schlische, 2005). Ces événements tectoniques ont été mis en évidence par des données de terrain, de sismiques et de forages le long de la marge passive est de l'Amérique du Nord (Withjack et Schlische, 2005 ; Withjack et al., 1995). Selon Withjack et al. (1998), les premières phases de rifting se sont déroulées du milieu du Trias jusqu'au début du Jurassique inférieur (~ 245-190 Ma) et sont grossièrement synchrones du sud de la marge, en Floride, jusqu'au Nord, au large de Terre-Neuve. Cette phase de rifting et de démantèlement de la Pangée permet la formation d'une série de bassins de rift asymétriques le long de la côte est nord-américaine, dont les bassins d'effondrement de Fundy et d'Orpheus situés dans la zone maritime du Canada. Withjack et al. (1995) suggèrent à partir de données de terrain et de sismique que le bassin d'effondrement de Fundy enregistre également la phase de rifting durant le milieu du Trias et jusqu'au début du Jurassique (~ 245-190 Ma). Cette phase de rifting est associée à une extension NW-SE qui a réactivé des structures compressives paléozoïques orientées NE en failles normales formant actuellement les failles bordières du bassin Fundy (Withjack et al., 1995). Le système de faille du rift Saint-Laurent est certes à environ 500 km à l'ouest de l'axe de ce bassin d'effondrement, mais présentent également des failles bordières préexistantes du Paléozoïque orientées NE-SW. Par comparaison, Tremblay et al. (2013) suggèrent que les structures du rift Saint-Laurent soient réactivées en failles normales lors de l'extension NW-SE liée à l'épisode de rifting de l'océan Atlantique, entre le milieu du Trias et le début du Jurassique.

#### 5.3.2 La transition rift-drift de l'océan Atlantique

Un des mécanismes avancés par Tremblay et al. (2013) pouvant expliquer l'inversion tectonique des failles du rift Saint-Laurent entre ~190 et 150 Ma est un raccourcissement

post-rift de la lithosphère durant la transition rift-drift de l'océan Atlantique. Cette transition marque l'aboutissement de l'amincissement de la lithosphère continentale à la fin de l'épisode de rift et le début de la création de la croûte océanique et de la séparation des marges continentales conjuguées lors des prémices de la phase de drift (Withjack et al., 1995). Le raccourcissement durant la transition rift-drift a été enregistré le long de la marge passive est de l'Amérique du Nord (Withjack et al., 1998 ; Withjack et Schlische, 2005 ; Withjack et al., 1995). Dans la zone maritime du Canada, le bassin de Fundy enregistre ainsi une inversion tectonique durant ou après le début du Jurassique qui s'étend probablement jusqu'au début du Crétacé (entre 200 et 150 Ma, Withjack et al., 1995). Ceci coïncide avec la période de réactivation en jeu inverse des failles du rift Saint-Laurent, entre ~ 190 et 160 Ma. En réponse à un raccourcissement NW-SE qui a remplacé une extension NW-SE, les failles bordières des bassins de rift ont été réactivées en sens inverse (Withjack et al., 1998 ; 1995). Ce changement de régime de déformation durant la transition rift-drift ou au début de l'expansion du plancher océanique est le résultat d'une augmentation significative des forces de traction et gravitationnelles associées à la remontée de l'asthénosphère chaude et peu dense (Withjack et al., 1998). En réponse, les déplacements de la lithosphère proche de la ride océanique excèdent ceux qui en sont éloignés, provoquant un raccourcissement à l'origine d'une inversion tectonique dans les régions éloignées de la dorsale telle que le long de la marge passive nord-américaine (Withjack et al., 1998). Tremblay et al. (2013) suggèrent donc que l'inversion des failles du rift Saint-Laurent résulte du même phénomène qui est rendu possible grâce à la présence de failles crustales préexistantes orientées NE-SW. La figure 5.4 tirée de Tremblay et al. (2013) montre la localisation des bassins d'effondrement du Trias supérieur-Jurassique inférieur et du rift Saint-Laurent. La géométrie des bassins de rift est similaire avec celle du système de rift Saint-Laurent. Cette géométrie globale semble donc adéquate au modèle de Tremblay et al. (2013) qui implique (1) une réactivation des failles normales du rift Saint-Laurent, contemporaine à l'extension tectonique durant la phase de rifting de l'océan Atlantique (2) une inversion tectonique des structures du rift, contemporaine à la transition rift-drift de l'océan Atlantique.



**Figure 5.4** Localisation des bassins sédimentaires du Trias supérieur-Jurassique inférieur avec les plutons et les fractures de la marge passive est de l'Amérique du Nord (McHone, 1996). Le rift Saint-Laurent a été ajouté à la carte. On remarque que la géométrie du rift Saint-Laurent est similaire aux bassins d'effondrement dont l'axe est situé à plus de 500 km à l'est. Ceci permet donc de comprendre que le système de rift Saint-Laurent peut avoir une histoire tectonique proche de celle des bassins d'effondrement, durant le Mésozoïque (d'après Tremblay et al., 2013).

#### 5.4 Conclusion

Malgré une dispersion des âges AHe, cette étude thermochronologique a permis de confirmer la réactivation des failles du rift Saint-Laurent durant le Trias et le Jurassique (Tremblay et al., 2013). De plus, la méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite a permis de

contraindre la fin de la réactivation tectonique, soit de délimiter au Jurassique supérieur l'inversion tectonique décelée par la discontinuité des âges AFT de Tremblay et al. (2013). Les échantillons du toit et du mur des failles du rift Saint-Laurent présentent en effet des âges AHe similaires du Crétacé inférieur. La modélisation inverse des données AFT et AHe confirme le modèle développé par Tremblay et al. (2013) : la discontinuité des âges AFT le long du système de failles du rift Saint-Laurent peut être interprétée comme le résultat de failles normales aux alentours de 200 Ma, suivie d'une inversion tectonique aux alentours de 150 Ma. Enfin, cette étude a permis de déterminer les premiers taux d'érosion (0,006 et 0,005 mm/an) sur le long terme dans la bordure est du Bouclier canadien considérée comme une zone continentale stable (section 5.2.4). Les taux de dénudation déterminés par la modélisation inverse des données AHe et AFT sont comparables à ceux établis par Flowers et al. (2006 ; 0,0025 mm/an) dans la partie ouest du Bouclier canadien. Ces nouvelles contraintes sur l'histoire des failles du rift Saint-Laurent confirme que leur réactivation en jeu normal est la conséquence de la phase de rifting de l'océan Atlantique ; tandis que l'inversion semble causée durant la transition rift-drift de l'océan Atlantique où une accélération des contraintes horizontales provoque un raccourcissement (Tremblay et al., 2013).



## CONCLUSION

### ET TRAVAUX ENVISAGEABLES

Le système de rift Saint-Laurent, situé sur la bordure est du Bouclier canadien, est délimité par des failles crustales majeures qui semblent avoir été formées lors de l'ouverture de l'océan Iapetus (620 à 570 Ma ; Cawood et al., 2001 ; O'Brien et van der Pluijm, 2012). L'évolution tectonique de ce système de failles est encore aujourd'hui mal contrainte malgré les nombreuses études structurales et isotopiques existantes (Lavoie, 1994 ; Lemieux et al., 2003 ; Carignan et al., 1997 ; Tremblay et al., 2003 et Mazzotti et al., 2005). Néanmoins, les premiers âges par traces de fission sur apatite ont permis de contraindre la réactivation des failles durant ou après le début du Jurassique (Tremblay et al., 2013). Dans le but d'affiner cette réactivation au cours du Mésozoïque, les premiers âges (U-Th-Sm)/He sur apatite ont donc été déterminés sur les mêmes échantillons que ceux employés pour la datation par traces de fission (tabl. 4.8 et fig. 4.8). La combinaison des méthodes thermochronologiques AFT et (U-Th-Sm)/He sur apatite est en effet une approche théoriquement efficace pour établir l'histoire du refroidissement des roches à travers la croûte superficielle (~1 à 5 km ; Farley et Stockli, 2002).

La mise en place d'un laboratoire de datation (U-Th-Sm)/He au GRAM (GEOTOP-UQAM) a permis de déterminer les teneurs en  $^4\text{He}$  et en  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  et  $^{147}\text{Sm}$  (section 4.1) et d'établir les premiers âges AHe du rift Saint-Laurent (section 4.2). Les données thermochronologiques obtenues proviennent d'échantillons prélevés dans le socle grenvillien, dans le mur et le toit des failles Montmorency et Saint-Laurent, selon trois localités situées entre la ville de Québec et la région de Charlevoix (fig. 1.1 et tabl. 3.1). Les principales procédures d'analyse lors de la datation (U-Th-Sm)/He sur apatite ont été la sélection et la mesure des grains d'apatites, la mesure par spectrométrie de masse des teneurs en  $^4\text{He}$  et en  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{147}\text{Sm}$  (chap. 3). La détermination des âges AHe du standard externe de Durango a permis de valider le protocole expérimental conçu dans les laboratoires du GEOTOP-UQAM et McGill puisque la plupart des âges AHe obtenus (entre  $25,29 \pm 3,84$  Ma ( $2\sigma$ ) et

$32,06 \pm 4,86$  Ma ( $2\sigma$ ), avec une moyenne à  $29,96 \pm 4,53$  Ma ( $2\sigma$ ) ; tabl. 4.5 et fig. 4.7) sont similaires aux résultats obtenus dans divers laboratoires (i.e.  $31,02 \pm 2,02$  Ma ( $\pm 2\sigma$ ) ; McDowell et al., 2005 ; section 4.2.2). Les roches du toit des failles du rift Saint-Laurent ont ainsi livré des âges (U-Th-Sm)/He corrigés variant entre le Trias supérieur et le Crétacé inférieur (entre  $226,6 \pm 34,4$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $119,6 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ ) ; tabl. 4.8 et fig. 4.8). Les roches du mur des failles ont aussi livré des âges (U-Th-Sm)/He corrigés allant du Trias moyen au Crétacé supérieur (de  $242,4 \pm 36,8$  Ma ( $2\sigma$ ) Ma à  $80,5 \pm 12,2$  Ma ( $2\sigma$ ) ; tabl. 4.8 et fig. 4.8).

La dispersion des âges AHe est uniquement provoquée par quelques échantillons avec des âges AHe anormalement vieux qui ont été exclus de l'interprétation géologique. Les anomalies d'âges AHe observées sont en effet engendrées par des facteurs externes à la méthode tels que la présence d'inclusions fluides et/ou minérales ou la présence d'une zonation des isotopes pères (U, Th) (section 5.1.1). En excluant ces échantillons problématiques, on distingue malgré tout une similitude des résultats de datation dans le toit et le mur des failles. Selon les trois localités situées le long du système de failles du rift Saint-Laurent, les échantillons du toit des failles ont livré un âge (U-Th-Sm)/He du Crétacé inférieur variant entre  $138,8 \pm 21,1$  Ma et  $119,6 \pm 18,1$  Ma ( $2\sigma$ ), alors que les échantillons du mur des failles ont livré un âge (U-Th-Sm)/He du Crétacé inférieur variant entre  $121,9 \pm 18,5$  Ma et  $110,6 \pm 16,8$  Ma ( $2\sigma$ ) (fig. 5.2 et tabl. 4.8). Aucune discontinuité d'âge AHe n'apparaît entre les échantillons du toit et du mur des failles du rift, ce qui contraste avec les résultats obtenus pour les âges AFT (Tremblay et al., 2013 ; tabl. 4.8 et fig 5.2). L'âge moyen obtenu est donc du Crétacé inférieur quelles que soient la localité et la position structurale des échantillons de roche.

Selon Tremblay et al. (2013), la discontinuité des âges AFT le long du système de failles du rift Saint-Laurent peut être interprétée comme le résultat d'un jeu normal des failles aux alentours de 200 Ma, suivie d'une inversion tectonique aux alentours de 150 Ma. L'absence de discontinuité dans les âges AHe du Crétacé inférieur indique que l'inversion tectonique ne s'étend pas au-delà du Jurassique supérieur (section 5.1.2). Cette interprétation est appuyée par la modélisation directe et l'inversion des données AFT et AHe réalisées à partir du programme HeFTy (section 4.3 ; Ketcham, 2005 ; 2009). Les modélisations inverses établies

pour certains échantillons du rift Saint-Laurent indiquent ainsi deux phases de refroidissement (section 4.3). Le premier épisode de refroidissement qui débute aux alentours de 250-220 Ma et se prolonge jusqu'aux environs de 210-190 Ma, n'affecte que les roches du mur des failles du rift. Les roches du mur remontent alors vers la surface tandis que les roches du toit restent enfouies, indiquant un mouvement normal (fig. 4.10 à 4.13). Le deuxième épisode de refroidissement qui débute aux alentours de 200-190 Ma et se prolonge jusqu'à ~ 160 Ma, n'affecte que les roches du toit des failles du rift. Les roches du toit remontent alors vers la surface tandis que les roches du mur restent enfouies, indiquant un mouvement inverse (fig. 4.10 à 4.13). La réactivation des failles du rift Saint-Laurent en jeu normal est interprétée comme le résultat du démantèlement de la Pangée et du début de la phase de rifting de l'océan Atlantique provoquant une extension NW-SE durant le Trias (Withjack et al., 1998 ; Withjack et Schlische, 2005 ; section 5.3.1). L'inversion tectonique des failles du rift Saint-Laurent durant le Jurassique inférieur est considérée comme une conséquence lointaine du raccourcissement NW-SE provoqué par une accélération des contraintes horizontales lors de la transition rift-drift de l'océan Atlantique (Withjack et al., 1998 ; Withjack et Schlische, 2005 ; section 5.3.2).

Les données AHe ont apporté des informations complémentaires et essentielles à l'étude AFT de Tremblay et al. (2013), en particulier pour le refroidissement des roches à de faibles températures, i.e. entre 40°C et 65°C (soit environ entre 2 et 4 km de profondeur pour un gradient géothermique de 15°C/km). Les modélisations inverses suggèrent une phase d'érosion à partir du Crétacé jusqu'à l'Éocène qui affecte uniformément les roches du toit et du mur des failles du rift (fig. 4.10 à 4.13 ; section 5.2.4). Cette étude thermochronologique a permis d'estimer les premiers taux d'érosion dans la bordure est du Bouclier canadien : ils varient entre 0,006 et 0,005 mm/an (section 5.2.4). Ils sont du même ordre de grandeur que le taux de dénudation déterminé dans la partie ouest du Bouclier canadien (Flowers et al. 2006 ; 0,0025 mm/an). Cette étude thermochronologique a permis donc de délimiter la période de réactivation du système de failles du rift Saint-Laurent au cours du Mésozoïque et d'estimer des taux d'érosion à long terme dans un contexte de craton (section 5.2).

Néanmoins, l'obtention des âges AHe problématiques sur les échantillons d'apatites du rift Saint-Laurent et de Durango souligne la nécessité d'améliorer le protocole d'analyse



conçu si de nouvelles datations (U-Th-Sm)/He sur apatite sont effectuées dans les laboratoires du GEOTOP. La datation de nouveaux échantillons avec une méthode améliorée et robuste permettrait ainsi d'obtenir des résultats avec une plus grande précision et une plus grande exactitude. Quelques pistes sont énumérées ci-après pour permettre l'amélioration des trois principales procédures d'analyses appliquées à partir du matériel et des instruments disponibles au GEOTOP.

Durant la phase de sélection et de mesure des grains d'apatites, il semble plus judicieux et plus simple de ne sélectionner qu'un seul grain d'apatite qui représenterait alors un âge AHe. Farley et Stockli (2002) soulignent que l'utilisation d'un unique grain d'apatite permet d'éliminer les incertitudes qui découlent de l'hétérogénéité que l'on observe entre chaque grain d'un même échantillon, comme l'hétérogénéité des teneurs en U et en Th observée de grain en grain. Cette source d'erreur peut être réduite par l'analyse d'un seul grain. De plus, la phase de tri et de sélection d'un grain d'apatite serait beaucoup plus rapide. Enfin, la sélection d'un seul grain d'apatite permettrait de résoudre la source majeure d'erreur de manipulation au cours des analyses. Cette erreur de manipulation correspond à la perte éventuelle et indiscernable de grains d'apatite lors de leur transfert des capsules de platine vers les récipients Savillex pour la dissolution à l'acide nitrique, étape préalable à l'analyse des isotopes pères à l'ICP-MS. Ainsi, si l'on perdait l'unique grain, aucun signal ne serait lu par spectrométrie de masse. En ne sélectionnant qu'un seul grain d'apatite, on est assuré que les teneurs en U, Th et Sm mesurées correspondent bien aux valeurs exactes, et qu'aucune sous-estimation des teneurs liées à des pertes de matériel n'est possible.

L'utilisation d'un microscope en lumière polarisée analysée pourrait améliorer la détection des inclusions minérales. En effet, les inclusions, qui sont en majorité des monazites et des zircons, mais aussi des inclusions de quartz, de feldspaths, de xénotime et de sulfures, ne présentent pas le même angle d'extinction que l'apatite (Farley et Stockli, 2002). Elles pourraient donc être détectées plus facilement que sous microscope en lumière naturelle. La biréfringence élevée des inclusions permet de détecter même de minuscules inclusions lors de l'extinction du minéral d'apatite. Ces observations doivent être réalisées sur des grains libres, non polis afin qu'ils puissent être encore utilisables pour la datation.



Au cours de la mesure des dimensions des grains d'apatites, l'identification et la mesure de la longueur de l'axe  $c$  et de sa perpendiculaire selon deux orientations différentes ( $90^\circ$ ) pourraient diminuer l'incertitude liée à l'application du correcteur  $F_T$  sur l'émission  $\alpha$ .

Lors de la mesure par spectrométrie de masse de l' $^4\text{He}$ , il semble plus judicieux de réaliser des blancs d'échantillons à chaud, avec des capsules de platine vide, qui subissent les mêmes conditions d'analyse que celles des échantillons d'apatites encapsulés. Ces feuilles de capsules seraient chauffées pour en récupérer l'hélium par dégazage, et le signal obtenu qui correspond au bruit de fond serait soustrait au signal des échantillons d'apatites à dater. Ce changement dans l'analyse des blancs d'échantillons permettrait d'obtenir un signal d'hélium des échantillons d'apatites plus proche de la réalité.

Durant la phase l'extraction de l'hélium, le remplacement du four à résistance actuel par un microfour à laser peut présenter de nombreux avantages, tant sur la qualité du signal que sur la rapidité d'exécution de l'analyse et d'accès à de hautes températures (House et al., 2000). En effet, l'extraction par laser Nd-YAG de l'hélium semble avoir l'avantage de donner de meilleurs blancs, avec un signal plus bas et plus reproductible par rapport à ceux obtenus avec un four à résistance (Farley et Stockli, 2002). Le chauffage par laser de capsule de platine conduit à des blancs de l'ordre de  $5 (\pm 5) \times 10^{-17}$  mole (House et al., 2000) alors que les blancs obtenus au laboratoire GRAM sont de l'ordre de  $10^{-15}$  mole. De plus, il est juste nécessaire de chauffer le grain durant seulement 5 min entre 950 et 1000°C, au lieu de 20 min (Farley et Stockli, 2002). Cependant, il est toujours nécessaire d'emballer dans une feuille de platine de faibles dimensions le grain d'apatite, car un chauffage direct sur l'échantillon provoque une volatilisation de l'U et du Th (House et al., 2000). Le dégazage de l'hélium se fait sous vide, en chauffant la capsule de platine renfermant le grain d'apatite avec un rayon laser dans un microfour composé de matériaux réfractaire, thermiquement conducteur (House et al., 2000). Ainsi, cette technique permet également d'éviter une perte de temps considérable lors du chargement des échantillons, qui demande ensuite une douzaine d'heures de pompage. En effet, le montage réalisé sur un microfour laser au CRPG permet de charger six échantillons à la fois et de les analyser en 2 jours en moyenne, au lieu de 3 semaines actuellement. Enfin, l'utilisation d'un rayon laser évite aussi le dépôt de métal le long de l'ouverture de la capsule, qui est provoqué probablement lorsque l'échantillon est chauffé

dans un four à résistance (Reiners et Nicolescu, 2006). Ce dépôt qui favorise le colmatage de la capsule, rend encore plus difficile et plus délicat l'ouverture de la capsule et le transfert des grains d'apatites pour la dissolution à l'acide nitrique.

Enfin, il serait plut prudent d'analyser une seconde fois, dans les mêmes conditions expérimentales, chaque échantillon d'apatite. Cette étape supplémentaire assez courante a été appliquée dans de nombreux travaux de datation (U-Th-Sm)/He (Cogné et al., 2011 ; Pik et al., 2003 et Farley, 2002). Selon Cogné et al. (2011), la seconde analyse permet éventuellement de déceler des inclusions, qui n'auraient pas dégazé la totalité de l'hélium par différence de température de fermeture. Selon Pik et al. (2003), lors de la seconde extraction, la concentration d'He d'échantillons d'apatite valides ne dépasse pas 1 % de l'hélium total extrait.

Lors de la mesure par spectrométrie de masse des concentrations en  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  et  $^{147}\text{Sm}$ , l'accès à un ICP-MS de Haute Résolution permettrait d'obtenir des résultats d'une plus grande précision, comparativement aux résultats obtenus avec un ICP-MS Perkin Elmer Elan 6100. De plus, en analysant un unique cristal d'apatite pour déterminer un âge AHe, on doit s'attendre à obtenir un signal plus faible. L'utilisation d'un ICP-MS de Haute Résolution avec une calibration par dilution isotopique (spike) plutôt qu'une calibration interne à partir d'iridium et de rhénium permettrait l'amélioration des blancs, de la limite de détection et de la précision des mesures. Typiquement, Reiners et Nicolescu (2006) ont obtenu une précision analytique sur les mesures en U, Th et Sm de 0,1-1,0 % à partir d'un ICP-MS HR pour une centaine d'échantillons d'apatites et de zircon lors de datation (U-Th-Sm)/He.

## RÉFÉRENCES

- Adams, J., et P. Basham. 1989. «The seismicity and seismotectonics of Canada East of the Cordillera». *Geoscience Canada*, vol. 16, no 1 (mars), p. 3-16.
- Aleinikoff, J. N., R.E Zartman, D.W. Rankin, P. T. Lyttle, W. C. Burton et R. C. McDowell. 1991. «New U-Pb zircon ages for rhyolite of the Catocin and Mount Rogers Formations - More evidence for two phases of Iapetian rifting in the central and southern Appalachians». *Geological Society of America Abstract with Programs*, vol. 23, no. 1, p. 2.
- Aleinikoff, J.N., R.E Zartman, M. Walter, D. W. Rankin, P. T. Lyttle et W. C. Burton. 1995. «U-Pb ages of metarhyolites of the Catocin and Mount Rogers formations, central and southern Appalachians: Evidence for two phases of Iapetian rifting». *American Journal of Science*, vol. 295, no 4 (avril), p. 428-454.
- Anderson, S. L. 1988. «Interpretation of K-Ar mineral dates from the Grenville orogenic belt». *American Journal of Science*, vol. 288, no 7 (septembre), p. 701-734.
- Baird, A. F., S. D. McKinnon et L. Godin. 2010. «Relationship between structures, stress and seismicity in the Charlevoix seismic zone revealed by 3-D geomechanical models : implications for the seismotectonics of continental interiors». *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, no B11 (novembre), p. 1-12.
- Barbarand, J., A. Carter, I. Wood et A. J. Hurford. 2003. «Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite». *Chemical Geology*, vol. 198, no 1-2 (juillet), p. 107-137.
- Bédard, J. H. 1985. «The opening of the Atlantic: The Mesozoic New England Igneous province, and mechanisms of continental breakup». *Tectonophysics*, vol. 113, no 3-4 (mars), p. 209-232.
- Belton, D. X., R. W. Brown, B. P. Kohn, D. Fink et K. A. Farley. 2004. «Quantitative resolution of the debate over antiquity of the central Australian landscape: Implications for the tectonic and geomorphic stability of cratonic interiors». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 219, no 1-2 (février), p. 21-34.
- Boyce, J. W., et K. V. Hodges. 2005. «U and Th zoning in Cerro de Mercado (Durango, Mexico) fluorapatite: Insights regarding the impact of recoil redistribution of radiogenic  $^4\text{He}$  on (U-Th-Sm)/He thermochronology». *Chemical Geology*, vol. 219, no 1-4 (juin), p. 261-274.

- Braun, J., 2002. «Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 200, no 3-4 (juin), p. 331-343.
- Brown, E. T., R. F. Stallard, G. M. Raisbeck et F. Yiou. 1992. «Determination of the denudation of Mount Roraima, Venezuela, using cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ ». *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 73.
- Brown, E. T., R. F. Stallard, G. M. Raisbeck et F. Yiou. 1994. «The development of iron crust lateritic systems in Burkina Faso, West Africa, examined with in situ produced cosmogenic nuclides». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 124, no 1-4 (juin), p. 19-33.
- Brown, R. W., R. Beucher, K. Gallagher, C. Persano, F. Stuart et P. Fitzgerald. 2011. «A new approach to deriving thermal history information from apatite (U-Th)/He analyses which exploits the natural dispersion of single crystal age determinations». In EGU General Assembly 2011 (Vienne, Autriche, 3-8 avril 2011), vol. 13, EGU2011-8194-3. Munich, Allemagne : European Geosciences Union.
- Brown, R. W., R. Beucher, S. Roper, K. Gallagher, C. Persano et F. Stuart. 2012. «How to derive robust thermal histories from over-dispersed single crystal apatite (U-Th)/He ages». In EGU General Assembly 2012 (Vienne, Autriche, 22-27 avril 2012), vol. 14, EGU2012-11828-2. Munich, Allemagne : European Geosciences Union.
- Buchner, E., M. Schmieder, W. H. Schwarz, M. Tieloff, J. Hopp et J. G. Spray. 2010. «Dating the Charlevoix impact structure (Quebec, Canada) - a tough nut to crack in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology». In *41st Lunar and Planetary Science Conference* (The Woodlands, Texas, 1-5 mars 2010), no. 1533, p. 2017. Houston, Texas: Lunar and Planetary Institute.
- Carignan, J., C. Gariépy et C. Hillaire-Marcel. 1997. «Hydrothermal fluids during Mesozoic reactivation of the St. Lawrence rift system, Canada: C, O, Sr and Pb isotopic characterization». *Chemical Geology*, vol. 137, no 1-2 (mai), p. 1-21.
- Carignan, J., P. Hild, G. Mevelle, J. Morel et D. Yeghicheyan. 2001. «Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH». *Geostandards and Geoanalytical Research*, vol. 25, no 2-3 (décembre), p. 187-198.
- Carlson, W. D. 1990. «Mechanisms and kinetics of apatite fission-track annealing». *American Mineralogist*, vol. 75, no 9-10 (septembre-octobre), p. 1120-1139.
- Carlson, W. D., R. A. Donelick et R. A. Ketcham. 1999. «Variability of apatite fission-track annealing kinetics; I. Experimental results». *American Mineralogist*, vol. 84, no 9 (septembre), p. 1213-1223.



- Cawood, P. A., P. J. A. McCausland et G. R. Dunning. 2001. «Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 113, no 4 (avril), p. 443-453.
- Cogné, N., K. Gallagher et P. R. Cobbold. 2011. «Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 302, no 1-2 (septembre), p. 118-130.
- Cogné, N. 2012. «Méthodologie – la thermochronologie». Chap. in *Réactivation post-rift de la marge sud-est du Brésil*, p. 51-74. Thèse de Doctorat, Rennes : Université de Rennes I.
- Comeau, F.A., D. Kirkwood, M. Malo, E. Asselin et R. Bertrand. 2004. «Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, no 12 (décembre), p. 1473-1490.
- Crowhurst, P. V., P. F. Green, K. A. Farley, J. Jacobs et B. Griffin. «Anomalously old' He ages: what causes them and what can we do about them?» In *10th International Conference on fission track dating and thermochronology* (Amsterdam, Pays-Bas, 8-13 août 2004).
- Crowley, K. D., M. Cameron et R. L. Schaefer. 1991. «Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 55, no 5 (mai), p.1449-1465.
- Dietrich, J., D. Lavoie, P. Hannigan, N. Pinet, S. Castonguay, P. Giles et A. Hamblin. 2011. «Geological setting and resource potential of conventional petroleum plays in Paleozoic basins in eastern Canada». *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 59, no 1 (mars), p. 54-84.
- Dodson, M. H. 1973. «Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 40, no 3 (septembre), p. 259-274.
- Donelick, R. A., R. A. Ketcham et W. Carlson. 1999. «Variability of apatite fission-track annealing kinetics : II. Crystallographic orientation effects». *American Mineralogist*, vol. 84, no 9 (septembre), p. 1224-1234.
- Donelick, R. A., P. B. O'Sullivan et R. A. Ketcham. 2005. «Apatite fission-track analysis». *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 49-94.
- Dunai, T. J. 2005. «Forward modeling and interpretation of (U-Th-Sm)/He ages». *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 259-274.

- Eby, G. N. 1984. «Geochronology of the Monteregian Hills alkaline igneous Province, Quebec». *Geology*, vol. 12, no 8 (août), p. 468-470.
- Ehlers, T. A., et K. A. Farley. 2002. «Apatite (U-Th-Sm)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 206, no 1-2 (janvier), p. 1-14.
- Fairbridge, R. W., et C. W. Finkl. 1980. «Cratonic erosional unconformities and peneplains». *The Journal of Geology*, vol. 88, no 1 (janvier), p. 69-86.
- Farley, K. A., R. A. Wolf et L. T. Silver. 1996. «The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th-Sm)/He ages». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, no 21 (novembre), p. 4223-4229.
- Farley, K. A. 2000. «Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite». *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, no B2 (février), p. 2903-2914.
- Farley, K. A., M. E. Rusmore et S. W. Bogue. 2001. «Post-10 Ma uplift and exhumation of the northern Coast Mountains, British Columbia». *Geology*, vol. 29, no 2 (février), p. 99-102.
- Farley, K. A. 2002. «(U-Th-Sm)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications». *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 47, no 1, p. 819-844.
- Farley, K. A., et D. F. Stockli. 2002. «(U-Th-Sm)/He dating of phosphates: Apatite, Monazite, and Xenotime». *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 48, no 1, p. 559-577.
- Farley, K. A., D. L. Shuster et R. A. Ketcham. 2011. «U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS, and implications for the (U-Th)/He system». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 75, no 16 (août), p. 4515-4530.
- Faure, G., et T. M. Mensing. 2004. «Helium and Tritium». In *Isotopes: Principles and Applications*, p. 546-554. Hoboken (New Jersey): John Wiley et Sons, Inc.
- Faure, S., A. Tremblay et J. Angelier. 1996. «State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New England-Quebec igneous province». *Tectonophysics*, vol. 255, no 1-2 (avril), p. 111-134.
- Flowers, R. M., S. A. Bowring et P. W. Reiners. 2006. «Low long-term erosion rates and extreme continental stability documented by ancient (U-Th)/He dates». *Geology*, vol. 34, no 11 (novembre), p. 925-928.

- Flowers, R. M., D. L. Shuster, B. P. Wernicke et K. A. Farley. 2007. «Radiation damage control on apatite (U–Th)/He dates from the Grand Canyon region, Colorado Plateau». *Geology*, vol. 35, no 5 (mai), p. 447-450.
- Flowers, R. M., A. R. Ketcham, D. L. Shuster et K. A. Farley. 2009. «Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 73, no 8 (avril), p. 2347-2365.
- Foland, K. A., L. A. Gilbert, C. A. Sebring et C. Jiang-Feng. 1986. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for plutons of the Monteregian Hills, Quebec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 97, no 8 (août), p. 966-974.
- Foland, K. A., J-F. Chen, L. A. Gilbert et A. W. Hofmann. 1988. «Nd and Sr isotope signatures of Mesozoic plutons in northeastern North America». *Geology*, vol. 16, no 8 (août), p. 684-687.
- Frith, R. A., et R. Doig. 1973. «Rb–Sr isotopic ages and petrologic studies of the rocks in the Lac St. Jean area, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 10, no 6 (juin), p. 881-899.
- Gallagher, K., R. Brown et C. Johnson. 1998. «Fission track analysis and its applications to geological problems». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 26, (mai), p. 519-572.
- Gautheron, C., L. Tassan-Got, J. Barbarand et M. Pagel. 2009. «Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology». *Chemical geology*, vol. 266, no 3-4 (août), p. 157-170.
- Gleadow, A. J. W., et I. R. Duddy. 1981. «A natural long-term track annealing experiment for apatite». *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, vol. 5, no 1-2 (juin), p. 169-174.
- Gleadow, A. J. W., I. R. Duddy, P. F. Green et J. F. Lovering. 1986. «Confined fission track lengths in apatite : a diagnostic tool for thermal history analysis». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 94, no 4 (décembre), p. 405-415.
- Globensky, Y. 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*, Rapport M85-02, Ministère des Ressources naturelle du Québec, 63 p.
- Green, P. F., I. R. Duddy, A. J. W. Gleadow, G. P. R. Tingate et M. Laslett. 1985. «Fission track annealing in apatite : Track length measurements and the form of the Arrhenius plot». *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, vol. 10, no 3, p. 323-328.

- Green, P. F., P. V. Crowhurst, I. R. Duddy, P. Japsen et S. P. Holford. 2006. «Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 250, no 3-4 (octobre), p. 407-427.
- Green, P. F., et I. R. Duddy. 2006. «Interpretation of apatite (U-Th)/He ages and fission track ages from cratons». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 244, no 3-4 (avril), p. 541-547.
- Grist, A. M., et M. Zantelli. 2005. «The thermal history of the Nares Strait, Kane Basin, and Smith Sound region in Canada and Greenland : constraints from apatite fission-track and (U-Th-Sm)/He dating». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 42, no 9 (septembre), p. 1547-1569.
- Harman, R., K. Gallagher, R. Brown, A. Raza et L. Bizzi. 1998. «Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous». *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, no B11 (novembre), p. 27091-27105.
- Harrison, T. M., et P. K. Zeitler. 2005. «Fundamentals of Noble Gas Thermochronometry». *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 123-149.
- Hendriks, B. W. H., et T. F. Redfield. 2005. «Apatite fission track and (U-Th)/He data from Fennoscandia: an example of underestimation of fission track annealing in apatite». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 236, no 1-2 (juillet), p. 443-458.
- Héroux, Y., et R. Bertrand. 1991. «Maturation thermique de la matière organique dans un bassin du Paléozoïque inférieur, basses-terres du Saint-Laurent, Québec, Canada». *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 28, no 7 (juillet), p. 1019-1030.
- Hourigan, J. K., P. W. Reiners et M. T. Brandon. 2005. «U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 69, no 13 (juillet), p. 3349-3365.
- House, M. A., B. P. Wernicke, K. A. Farley et T. A. Dumitru. 1997. «Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th-Sm)/He thermochronometry». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 151, no 3-4 (octobre), p. 167-179.
- House, M. A., K. A. Farley et B. P. Kohn. 1999. «An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 170, no 4 (juillet), p. 463-474.
- House, M. A., K. A. Farley et D. Stockli. 2000. «Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 183, no 3-4 (décembre), p. 365-368.



- Jonckheere, R., P. Van de Haute, M. Rebetez et A. Chambaudet. 1993. «L'apatite de Durango (Mexique): analyse d'un minéral standard pour la datation par traces de fission». *Chemical Geology*, vol. 103, no1-4 (janvier), p. 141-154.
- Kasanzu, C., R. Beucher, R. Brown, C. Persano et F. Stuart. 2011. «Helium diffusion experiments on synthetic apatite crystals and single-grain fragments : Can we retrieve the He diffusion profiles?» In *AGU Fall Meeting 2011* (San Francisco, 5-9 décembre 2011), no 1196892. San Francisco, Californie: American Geophysical Union.
- Ketcham, R. A. 2005. «Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronology Data». *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 275-314.
- Ketcham, R. A., A. C. Carter, R. A. Donelick, J. Barbarand et A. J. Hurford. 2007a. «Improved modeling of fission-track annealing in apatite». *American Mineralogist*, vol. 92, no 5-6 (mai-Juin), p. 799-810.
- Ketcham, R. A., A. C. Carter, R. A. Donelick, J. Barbarand et A. J. Hurford. 2007b. «Improved measurement of fission-track annealing in apatite using *c*-axis projection». *American Mineralogist*, vol. 92, no 5-6 (mai-Juin), p. 789-798.
- Ketcham, R. A., R. A. Donelick et W. D. Carlson. 1999. «Variability of apatite fission track annealing kinetics : III. Extrapolation to geological time scales». *American Mineralogist*, vol. 84, no 9 (septembre), p. 1235-1255.
- Ketcham, R. A. 2009. «HeFTy version 1.6.7 Manual». Département de Géosciences, Université de Texas, à Austin. <http://www.ontrackforum.org> (Page consultée le 30 novembre 2012), 65 p.
- Ketcham, R. A., C. Gautheron et L. Tassan-Got. 2011. «Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 75, no 24 (décembre), p. 7779-7791.
- Knight, I., N.P. James et T.E. Lane. 1991. «The Ordovician St. George Unconformity, northern Appalachians: The relationship of plate convergence at the St. Lawrence Promontory to the Sauk/Tippecanoe sequence boundary». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 103, no 9 (septembre), p. 1200-1225.
- Kohn, B. P., A. J. W. Gleadow, R. W. Brown, K. Gallagher, P. B. O'Sullivan et D. A. Foster. 2002. «Shaping the Australian crust over the last 300 million years: Insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes». *Australian Journal of Earth Sciences*, vol. 49, no 4 (août), p. 697-717.

- Kraml, M., R. Pik, M. Rahn, J. Carignan et J. Keller. 2006. «A New Multi-Mineral Age reference Material for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , (U-Th)/He and Fission Track Dating Methods: The Limberg t3 Tuff». *Geostandards and Geoanalysis Research*, vol. 30, p. 73-86.
- Laslett, G. M., P. F. Green, I. R. Duddy et A. J. W. Gleadow. 1987. «Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis». *Chemical Geology*, vol. 65, no 1 (mars), p. 1-15.
- Lavoie, D. 1994. «Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, Eastern Canada; comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory». *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 31, no 8 (août), p. 1309-1319.
- Lemieux, Y., A. Tremblay, et D. Lavoie. 2003. «Structural analysis of supracrustal faults in the Charlevoix area, Québec: relations to impact cratering and the St-Laurent fault system». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 40, no 2 (février), p. 221-235.
- Lippolt, H. J., M. Leitz, R. S. Wernicke et B. Hagedorn. 1994. «(U+Th)/He dating of apatite: Experience with samples from different geochemical environments». *Chemical Geology*, vol. 112, no 1-2 (janvier), p. 179-191.
- Manktelow, N. S., et B. Grasemann. 1997. «Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion». *Tectonophysics*, vol. 270, no 3-4 (mars), p. 167-195.
- Mareschal, J-C., C. Jaupart, C. Gariépy, L. Z. Cheng, L. Guillou-Frottier, G. Bienfait et R. Lapointe. 2000. «Heat flow and deep thermal structure near the southeastern edge of the Canadian Shield». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, no 2-3 (avril), p. 399-414.
- Mazzotti, S., T. S. James, J. Henton et J. Adams. 2005. «GPS crustal strain, postglacial rebound, and seismic hazard in eastern North America: The Saint Lawrence valley example». *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, no B11301 (novembre).
- McDougall, I., et T. M. Harrison. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method*. New York (New York): Oxford University Press, Inc, 288 p.
- McDowell, F. W., W. C. McIntosh et K. A. Farley. 2005. «A precise  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  reference age for the Durango apatite (U-Th-Sm)/He and fission-track dating standard». *Chemical Geology*, vol. 214, no 3-4 (janvier), p. 249-263.
- McHone, J. G. 1996. «Broad-terran Jurassic flood basalts across northeastern North America». *Geology*, vol. 24, no 4 (avril), p. 319-322.
- McInnes, B. I. A., K. A. Farley, R. H. Sillitoe et B.P. Kohn. 1999. «Application of apatite (U-Th-Sm)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical

- fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile». *Economic Geology*, vol. 94, no 6 (septembre), p. 937-947.
- Meesters, A. G. C. A., et T. J. Dunai. 2002a. «Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes Part I. Implications for low-temperature (U-Th)/He thermochronology». *Chemical Geology*, vol. 186, no 3-4 (juin), p. 333-344.
- Meesters, A. G. C. A., et T. J. Dunai. 2002b. «Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes (part II): application to cases with  $\alpha$ -ejection and non-homogenous distribution of the source». *Chemical Geology*, vol. 186, no 3-4 (juin), p. 347-363.
- Meesters, A. G. C. A., et T. J. Dunai. 2005. «A non-iterative solution of the (U-Th/He) age equation». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 6, no 4 (avril), 3 p.
- Min, K., P. W. Reiners, J. A. Wolff, R. Mundil et R. L. Winters. 2006. «(U-Th)/He dating of volcanic phenocrysts with high-U-Th inclusions, Jemez Volcanic Field, New Mexico». *Geochemical Geology*, vol. 227, no 3-4 (avril), p. 223-235.
- O'Brien, T. M., et B. A. van der Pluijm. 2012. «Timing of Iapetus Ocean rifting from Ar geochronology of pseudotachylites in the St. Lawrence rift system of southern Quebec». *Geology*, vol. 40, no 5 (mai), p. 443-446.
- Osadetz, K. G., B. P. Kohn, S. Feinstein et P. B. O'Sullivan. 2002. «Thermal history of the Williston basin from apatite fission-track thermochronology-Implications for petroleum systems and geodynamic history». *Tectonophysics*, vol. 349, no 1-4 (mai), p. 221-249.
- Persano, C., F. M. Stuart, P. Bishop et D. N. Barfod. 2002. «Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 200, no 1-2 (juin), p. 79-90.
- Pik, R., B. Marty, J. Carignan et J. Lavé. 2003. «Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th-Sm)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 215, no 1-2 (octobre), p. 73-88.
- Pik, R., N. Bellahsen, S. Leroy, Y. Denèle, P. Razin, A. Ahmed et K. Khanbari. 2013. «Structural control of basement denudation during rifting revealed by low-temperature (U-Th-Sm)/He thermochronology of the Socotra Island basement - southern Gulf of Aden margin». *Tectonophysics*, sous presse.
- Reiners, P. W., et K. A. Farley. 2001. «Influence of crystal size on apatite (U-Th-Sm)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 188, no 3-4 (juin), p. 413-420.

- Reiners, P. W. 2005. «Zircon (U-Th-Sm)/He Thermochronometry». *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 151-179.
- Reiners, P. W., et M. T. Brandon. 2006. «Using thermochronology to understand orogenic erosion». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 34 (mai), p. 419-466.
- Reiners, P. W., et Nicolescu, S. 2006. *Measurement of parent nuclides for (U-Th-Sm)/He chronometry by solution sector ICP-MS*. [En ligne], Tucson, Département de Géosciences, Université d'Arizona, «ARHDL Report 1». <http://www.geo.arizona.edu/~reiners/arhdl/arhdl.htm> (Page consultée le 28 septembre 2012).
- Rivers, T., J. Martignole, C.F. Gower et A. Davidson. 1989. «New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian shield». *Tectonics*, vol. 8, no 1 (juillet) p. 63-84.
- Rivers, T. 1997. «Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications». *Precambrian Research*, vol. 86, no 3-4 (décembre), p. 117-154.
- Roden-Tice, M. K., et R. P. Wintsch. 2002. «Early Cretaceous Normal Faulting in Southern New England: Evidence from Apatite and Zircon Fission-Track Ages». *The Journal of Geology*, vol. 110, no 2 (mars), p. 159-178.
- Rondot, J. 1968. «Nouvel impact météoritique fossile? La structure semi-circulaire de Charlevoix». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 5, no 5 (octobre), p. 1305-1317.
- Rondot, J. 1989. *Géologie de Charlevoix*, Rapport MB 89-21, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 606 p.
- Rondot, J. 1998. *Les brèches d'impact météoritique de Charlevoix*, Rapport ET 97-04, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 44 p.
- Salad Hersi, O., D. Lavoie et G. S. Nowlan. 2003. «Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the Lower-Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada». *Canadian Journal of earth Sciences*, vol. 40, no 2 (février), p.149-176.
- Séjourné, S., M. Malo, M. Savard et D. Kirkwood. 2005. «Multiple origin and regional significance of bedding parallel veins in a fold and thrust belt; the example of a carbonate slice along the Appalachian structural front». *Tectonophysics*, vol. 407, no 3-4 (octobre), p. 189-209.
- Shuster, D. L., R. M. Flowers et K. A. Farley. 2006. «The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 249, no 3-4 (septembre), p. 148-161.



- Sleep, N. H. 1990. «Monteregian hotspot track: a long-lived mantle plume». *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, no B13 (décembre), p. 21983-21990.
- Soderlund, P., J. Juez-Larre, L. M. Page et T. J. Dunai. 2005. «Extending the time range of (U-Th)/He thermochronology in slowly cooled terranes: Paleozoic to Cenozoic exhumation history of southeast Sweden». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 239, no 3-4 (novembre), p. 266-275.
- Spotilla, J. A., G. C. Bank, P. W. Reiners, C. W. Naeser, N. D. Naeser et B. S. Henika. 2004. «Origin of the Blue Ridge escarpment of Eastern North America». *Basin Research*, vol. 16, no 1 (mars), p. 41-63.
- Stanley, R. S., et N. M. Ratcliffe. 1985. «Tectonic Synthesis of the Taconian orogeny in western New England». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 96, no 10 (octobre), p.1227-1250.
- Stockli, D. F., K. A. Farley et T. A. Dumitru. 2000. «Calibration of the (U-Th-Sm)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California». *Geology*, vol. 28, no 11 (novembre), p. 983-986.
- Stuwe, K., L. White et R. Brown. 1994. «The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis». *Earth and Planetary Sciences Letters*, vol. 124, no 1-4 (juin), p. 63-74.
- Tagami, T., et P. B. O'Sullivan. 2005. «Fundamentals of fission-track thermochronology». *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 19-47.
- Tremblay, A., et S. Castonguay. 2002. «Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec): Implication for the Salinian Orogeny and successor basins». *Geology*, vol. 30, no 1 (janvier), p. 79-82.
- Tremblay, A., B. Long et M. Massé. 2003. «Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec: kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data». *Tectonophysics*, vol. 369, no 3-4 (juillet), p. 231-252.
- Tremblay, A., et M. Roden-Tice. 2010. «Late Jurassic faulting along the St. Lawrence Rift System, Eastern Canada: Evidence from apatite fission-track dating». In *Joint meeting of GSA's Northeastern and Southeastern Sections* (Baltimore, Maryland, 13-16 mars 2010), no. 42, p. 79. Washington, DC : The Geological Society of America.
- Tremblay, A., M. Roden-Tice, J. A. Brandt et T. W. Megan. 2013. «Mesozoic fault reactivation along the St. Lawrence rift system, eastern Canada: Thermochronologic evidence from apatite fission-track dating». *Geological Society of America Bulletin*, (février), publié en ligne, DOI: 10.1130/B30703.1.

- Wagner, G. A. 1968. «Fission track dating of apatites». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 4, no 5 (juillet), p. 411-415.
- Warnock, A. C., P. K. Zeitler, R. A. Wolf et S. C. Bergman. 1997. «An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronometry». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, no 24 (décembre), p. 5371-5377.
- West Jr., D. P., et M. K. Roden-Tice. 2003. «Late Cretaceous reactivation of the Norumbega fault zone, Maine: Evidence from apatite fission-track ages». *Geology*, vol. 31, no 7 (juillet), p. 649-652.
- Withjack, M. O., P. E. Olsen et R. W. Schlische. 1995. «Tectonic evolution of the Fundy rift basin, Canada: Evidence of extension and shortening during passive margin development». *Tectonics*, vol. 14, no 2 (avril), p. 390-405.
- Withjack, M. O., R. W. Schlische et P. E. Olsen. 1998. «Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of Central Eastern North America: an analog for other passive margins». *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 82, no 5A (mai), p. 817-835.
- Withjack, M. O., et R. W. Schlische. 2005. «A review of tectonic events on the passive margin of Eastern North America». In *25th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference* (Houston, Texas, 4-7 décembre 2005). Houston, Texas : Gulf Coast Section, SEPM, p. 203-235.
- Wolf, R. A., K. A. Farley, L. T. Silver. 1996. «Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, no 21 (novembre), p. 4231-4240.
- Wolf, R. A., K. A. Farley et D. M. Kass. 1998. «Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th-Sm)/He thermochronometer». *Chemical Geology*, vol. 148, no 1-2 (juin), p. 105-114.
- Young, E. G., A. T. Myers, E. L. Munson et N. M. Conklin. 1969. «Mineralogy and geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango, Mexico». *US Geological Survey Professional Paper*, 650-D, p. 84-93.
- Zeitler, P. K., A. L. Herczig, I. McDougall et M. Honda. 1987. «U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 51, no 10 (octobre), p. 2865-2868.